Zamin Azmoon Group

چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی

آمادگی آزمون کارشناس‌ارشد و دکتری زمین‌شناسی

گروه آموزشی و پژوهشی زمین آزمون

Dr. Ramin Samadi
www.zaminazmoon.com

بسم الله الرحمن الرحیم

ZaminAzmoon Group

جزوات وقف عام گروه زمین آزمون

غیر قابل فروش



چینه‌شناسی

جزوات آمادگی آزمون کارشناسی‌ارشد زمین‌شناسی

تألیف: گروه زمین آزمون

بسمه تعالی

پیامبر خدا (صلی الله علیه و آله و سلم) فرمودند:

هرگاه مؤمن یک برگه که روی آن علمی نوشته شده باشد از خود برجای گذارد، روز قیامت آن برگه پرده میان او و آتش می شود و خداوند تبارک و تعالی به ازای هر حرفی که روی آن نوشته شده، شهری هفت برابر پهناورتر از دنیا به او می دهد.

سلام علیکم؛

ایزد دانا را سپاس می گوییم که ما را یاری بخشید تا بتوانیم در زمینه تحقق آرمان های علمی و میهنی خویش، گامی دیگر برداریم. «زمین آزمون» با هدف ایجاد بانک اطلاعاتی جزوات آمادگی آزمون کارشناسی ارشد و دکتری زمین شناسی و نیز کمک به دانشجویان و محققین این رشته در سال ۱۳۸۶ آغاز به فعالیت نمود. در این راه استادان و دانشجویان و پژوهشگران محترمی با هم فکری خود به ما یاری رسانده اند که اگر این هم فکری و کمک ها نبود شاید این مهم ناتمام می ماند.

اکنون به پاس ۱۰ سال تلاش صادقانه گروه آموزشی و پژوهشی زمین آزمون، هزاران امید و تلاش به ثمر نشسته است و فرهیختگان بسیاری همراه ما با موفقیت در دوره های کارشناسی ارشد و دکتری زمین شناسی تحصیل نموده اند. برای پاسداشت علم و ترویج علم مقدس زمین شناسی، گروه زمین آزمون کلیه جزوات آمادگی آزمون کارشناسی ارشد و دکتری زمین شناسی خود را به صورت وقف عام به همه فرهیختگان جامعه علمی زمین شناسی ایران تقدیم می نماید. شایسته است از زحمات آقای مهندس مجتبی رجبی، خانم دکتر نرگس شیردشت زاده، خانم مهندس پیترا محمودزاده، آقای مهندس رسول صادقی و دیگر بزرگواران تقدیر گردد. بی گمان این مجموعه از کاستی ها و نواقص احتمالی مبری نیست ولی می تواند مسیری روشن را پیرامون داوطلبان محترم و پژوهشگران گرامی بگشاید. پیروزی و موفقیت شما را در تمامی آزمون های زندگی آرزومندیم.

مدیر گروه مؤلفین زمین آزمون

دکتر رامین صمدی

چینه‌شناسی (Stratigraphy)

چینه‌شناسی (چینه نگاری) از دو بخش ترکیب شده است: ۱- نگاشتن، ضبط کردن (graphin) + طبقه، چینه (stratum) و عبارت است از بررسی سنگ های لایه ای و توده ای از نظر توالی زمان زمین شناسی، ترتیب قرار گرفتن آنها به روی هم گسترش جغرافیایی، تطابق و هم ارزی لایه ها با یکدیگر، حوادثی که بر لایه ها گذشته و دیگر مشخصه های موجود در سنگ ها (مثل لیتولوژی، بافت، فسیل ها و ساخت های رسوبی).
رسوبات، متوالیاً در ته حوضه های رسوبی ته نشین می شوند و به صورت طبقاتی موازی هم که یکی بر روی دیگری قرار گرفته اند، در می آیند هر یک از این طبقات را یک چینه stratum (جمع آن strata) می نامند.
این آرایش متوالی طبقات زمین را اصطلاحاً چینه بندی گویند.

واژه‌های چینه‌بندی و معادلهای آن

چینه	stratum	چینه‌ها	strata	چینه‌بندی	stratification
لایه	layer	لایه‌ها	layers	لایه‌بندی	layering
طبقه	bed	طبقه‌ها	beds	طبقه‌بندی	bedding
لامینا	lamina	لامینه	laminae	لامیناسیون	lamination

عواملی که در تشخیص چینه ها یا به وجود آمدن یک سطح چینه بندی موثرند عبارتند از:
- **تغییر در جنس**: تغییر در جنس موادی که رسوب می کنند مهمترین عامل در به وجود آمدن چینه بندی است به گونه ای که کوچکتری اختلاف در ترکیب مواد رسوبی ممکن است چینه بندی بارزی را تولید کند.
- **تغییر در اندازه دانه ها**: تغییر در اندازه دانه ها و بافت آنها مثل گرد شدگی باعث تفاوت در چینه ها می شود.
- تغییر در رنگ مواد، اختلاف درجه فشردگی و تراکم یا سیمانی شدن، رخداد حادثه ای مشخص مانند یک پدیده آتشفشانی در حوضه، نیز می تواند باعث به وجود آمدن چینه بندی شوند.

بطور کلی در علت ایجاد سطوح چینه شناسی باید دانست که کوچکترین تغییری که در شرایط حوضه رسوب گذاری رخ می دهد، مانند درجه حرارت، رطوبت، کم و زیاد شدن غلظت حوضه، تغییر جنس واردات جامد حوضه، تغییرات دبی رودخانه هایی که به حوضه وارد می شوند، تغییر حجم واردات جامد حوضه، کاهش و یا افزایش عمق حوضه و ... بلافاصله در نوع رسوباتی که در کف حوضه ته نشین می شود اثر می گذارد و موجب تغییر جنس، تغییر رنگ، تغییر دانه بندی و یا تغییرات دیگری در آنها می گردد.
در چینه شناسی هدف، شناخت و تفسیر حوادثی است که در طول تاریخ زمین شناسی اتفاق افتاده است که این حوادث آثاری از خود در توالی های سنگی برجای می گذارند بنابراین هر توالی سنگی را که مطالعه می

کنیم بصورت محلی یا ناحیه ای مجموعه ای از حوادث و رخدادها که وظیفه چینه شناس شناخت و تفسیر این حوادث می باشد.

(به عبارت دیگر، چینه شناسی *«هنر شنیدن سرگذشت سنگ، از زبان خود سنگ» است، زبانی که تنها زمین شناسان قادر به درک آن هستند*).

زمان در زمین شناسی:

– **سن نسبی (**Relative Age**)**

– **سن مطلق (**Absolute Age**)**

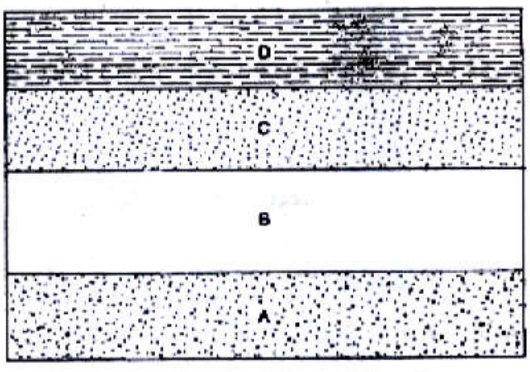
در **سن نسبی** تقدم و تأخر حوادث را بررسی می کنیم، بر اساس سن نسبی حوادث و اتفاقات و سن نسبی واحد های سنگی، زمین شناسان ابتدا توانستند یک مقیاس زمان زمین شناسی بوجود آورند و سپس با استفاده از سن مطلق، این مقیاس زمانی را اصطلاحاً کالیبره کردند.

✓ *نکته*: در بیان سن نسبی با عدد و رقم سر وکار نداریم؛ مثلا: گیاهان بازدانه قبل از نهاندانگان در زمین بوجود آمدند.

تعیین سن نسبی مبتنی بر سه اصل (اصول سه گانه Steno) می باشد:

۱– اصل روی هم قرار گرفتن لایه ها (principal of superposition):

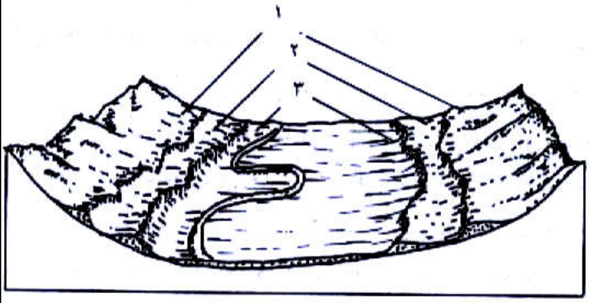
بر طبق این اصل، در یک حوضه رسوبی هر طبقه از طبقات زیرین خود جوانتر است به شرطی که این توالی به وسیله نیروهای تکتونیکی از حالت طبیعی خارج نشده باشد و برگشته نباشد.



مقطع عمودی زمین شناختی. A قدیمی ترین و D جوانترین چینه است

موارد استثناء در اصل اول استنو:

- **پادگان های آبرفتی (Terraces)**: در رودخانه ها به علت بالا آمدگی بخش های تغذیه کننده و یا افزایش دبی رودخانه بر اثر عوامل جوی، فرسایش تشدید شده و بستر رودخانه حفر می شود در این حالت رسوبات بالایی قدیمی تر می باشند.



نمایش پلکانهای آبرفتی (پلکان ۱ قدیم‌تر است)

- **کارست ها (Karst)**: در داخل سنگ های آهکی حفراتی به اندازه های مختلف بر اثر انحلال به وجود می آید که اگر این حفرات توسط رسوبات ثانویه پرشوند. این رسوبات داخل کارست ها بر خلاف اصل او استنو از سنگ های دربرگیرنده خود جوانتر می باشند.
(این رسوبات معمولاً به صورت قطعه قطعه) Patch بوده و گسترش جانبی کمی دارند.

اصل اول استو یعنی اصل روی هم قرار گرفتن طبقات علاوه بر دو استثنا که ذکر شد در مورد سنگ های آذرین درونی که در زیر سنگ های قدیمی تر از خود منجمد می شوند و همچنین در مورد رسوبات محیط های آشفته (توربیدایتی) که چینه ها در مجاور یکدیگر تشکیل می شوند و نه بر روی یکدیگر، نیز صدق نمی کند.

۲- اصل افقی بودن اولیه طبقات (Principal of original horizontality):

لایه های رسوبی در کف حوضه های رسوب گذاری به صورت افقی ته نشین می شوند و در صورتی که تحت تاثیر هیچگونه حادثه ای قرار نگیرند وضعیت افقی خود را حفظ می کنند. چنانچه بر روی طبقات چین خورده با شیب دار، طبقات افقی وجود داشته باشد در این صورت طبقات افقی از طبقات چین خورده زیر خودشان جوانتر می باشند.

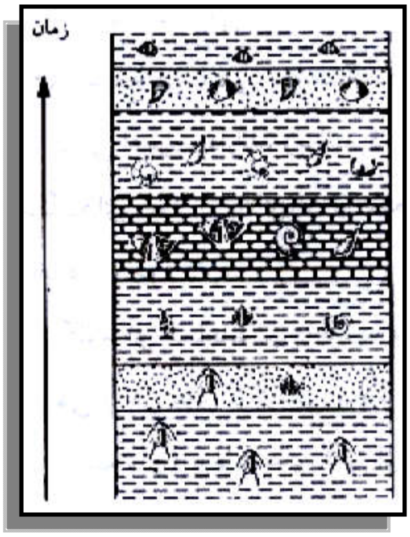
۳- اصل ادامه طبقات (Principal of original lateral continuity)

در یک حوضه رسوب گذاری طبقات به صورت جانبی ادامه می یابند مگر اینکه در اثر عاملی این امتداد یا ادامه طبقات قطع شود و چون هر طبقه دارای سن زمین شناسی معینی است امتداد آن در هر ناحیه ای که باشد، همان سن را داراست.

اصول سه گانه استنو که ذکر شد در مواردی قابل استفاده می باشند که فعالیت های تکتونیکی رخ نداده باشد پس در صورت بروز این فعالیت ها از روش های دیگری استفاده می شود که برخی از آنها عبارتند از:

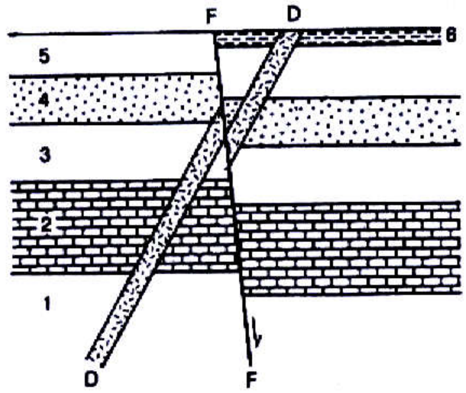
- اصل توالی جانوران و گیاهان (Principal of faunal and flora succesion)

به کمک این اصل که نشان دهنده پیوستگی انواع جانداران و تکامل آنها در طول زمان است و با استفاده از فسیل موجوداتی که در لابه لای طبقات رسوبی به صورت فسیل حفظ شده اند می توان سن نسبی لایه ها را بدست آورد.



- <u>اصل ارتباط ساختهای زمین شناسی (Principal of cross cutting):</u>

به کمک ساخت های زمین شناسی مانند گسل ها، چین خوردگی ها، دگر شیبی ها و توده های نفوذی و ارتباط آن با طبقات می توان سن نسبی را بدست آورد. به گونه ای که طبقات سنگی یا ساخت های سنگی از پدیده هایی که آنها را قطع می کنند قدیمی تر هستند.



در شکل فوق، توالی رسوبی لایه های ۱ تا ۶ ابتدا نهشته شده اند، پیکره آذرین که با عنوان دایک (D) شناخته می شود، پس از نهشت ردیف رسوبی، نفوذ کرده است. در ادامه، گسل (F) بعدا تشکیل شده و نه تنها لایه هـای رسـوبی اولیـه، بلکه دایک آذرین را نیز بریده و جابجا کرده است. پس طبق این اصل می توانیم سن سنجی نسبی را بصورت زیر از هـم تشخیص دهیم:

۱- رسوبگذاری لایه های ا تا ۶، ۲- نفوذ دایک و ۳- تشکیل گسل و جابجایی در امتداد آن.

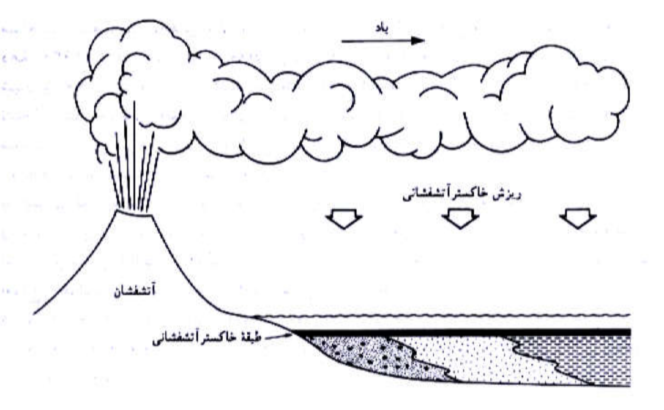
در یک حادثه چین خوردگی از نظر زمانی، چین خوردگی جوانتر از طبقات رسوبی است زیرا ابتدا طبقات به صورت افقی بوده و سپس دچار چین خوردگی شده اند.

– اصل طبقات در بر گیرنده (Principal of included fragments):

اگر یک توده آذرین قطعاتی از سنگ های رسوبی را در بر گرفته باشد، توده آذرین از قطعات رسوبی جوان تر است و بر عکس اگر در سنگ های رسوبی قطعاتی از سنگ های آذرین دیده می شود نشانگر قدیمی تر بودن قطعات آذرین نسبت به سنگ رسوبی در بر گیرنده اش است.

از دیگر روش ها که برای برقراری سن نسبی به کار می رود **چینه شناسی واقعه ای** (حادثه ای یا رویدادی) Event Stratigraphy می باشد. این روش مانند اصل توالی موجودات گیاهی و جانوری در برقراری سن نسبی در مقیاس گسترده به کار می رود.

در طبیعت رسوب گذاری یا به صورت یک فرآیند کند و تدریجی رخ می دهد یا اینکه در بعضی شرایط پدیده رسوب گذاری و تشکیل لایه در یک زمان کوتاه نسبت به زمان زمین شناسی رخ می دهد مانند خاکسترهای آتشفشانی و رسوبات توربیدیتی که این طبقات در چینه شناسی اهمیت زیادی دارند زیرا می توانند افق های همزمان را که به ما در تعیین سن نسبی کمک می کنند، در اختیار ما قرار دهند. مطالعه افق های همزمان موضوع چینه شناسی حادثه ای است با کمک این افق های شاخص می توان رسوبات مناطق مختلف را تطابق داد که این امر توسط فسیل ها امکان پذیر نیست زیرا دو محیط زیست دارای فسیل خاص خود است.



چینه‌شناسی تفرایی: مثالی از چینه‌شناسی رویدادی. لایه خاکستر آتشفشانی بر سرتاسر محیطهای مختلف رسوبی یا رخساره‌ها، نهشته شده و یک افق همزمان را ایجاد کرده است.

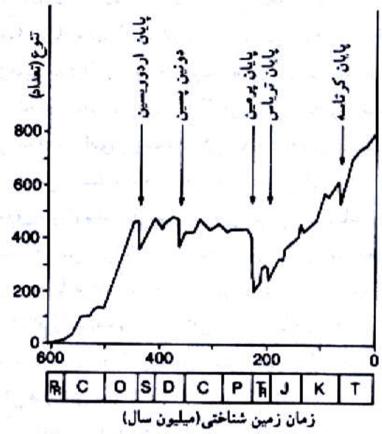
- بخشی از چینه شناسی حادثه ای که لایه های خاکستر را مطالعه می کند را تفرا ستراتیگرافی (Tephrastratigraphy) و به لایه خاکستر تفرا (Tephra) گویند.

حوادث در چینه شناسی حادثه ای از نظر منشاء، به چهار دسته کلی تقسیم می شوند:

- حوادثی که منشا فیزیکی دارند مانند خاکستر آتشفشان، آثار برخورد شهاب سنگ ها و جابجایی قطبین زمین.
- حوادثی که منشا شیمیایی دارند.
- حوادثی که منشا بیولوژیک دارند.
- حوادثی که منشا ترکیبی دارند.

بخشی از چینه شناسی حادثه ای که ویژگی شیمیایی لایه خاکستر آتشفشانی را مطالعه می کند را Chemostratigraphy گویند. بخشی دیگر از چینه شناسی حادثه ای نیز تحت عنوان چینه شناسی بر اساس خاصیت مغناطیسی گذشته یا باقیمانده Magnetostratighaphy می باشد.

از حوادثی که منشا بیولوژیک دارند می توان به پدیده های انقراض (Extinction) که در زمان کوتاهی گروه های زیادی از موجودات از بین می روند یا اشغال محیط های خالی که بعد از هر پدیده انقراض وجود دارد (Colonization) اشاره کرد.



پنج دورهٔ انقراض در طول فانروزوییک. در طول این فواصل، تنوع به‌سرعت کاهش یافته است. شدیدترین رویداد در پرمین بود. همچنین نمودار نشان می‌دهد که تعداد زیادی رویداد انقراضی فرعی وجود داشته است.

از حوادثی که منشا ترکیبی دارند نیز می توان به وقوع یک آتشفشان اشاره کرد که شواهد مختلفی از خود نشان می دهد خاکستر آتشفشانی ایجاد شده قابل ردیابی می باشد و مشخصات ژئوشیمیایی خاص خود را دارد و از طرف دیگر اگر در یک زیستگاه موجودات زنده رخ دهد. ممکن است باعث نابودی موجودات گیاهی و جانوری شود.

تعیین سن مطلق:

سن مطلق عبارت است از تعیین زمان وقوع یک حادثه زمین شناسی یا سن یک طبقه تا عهد حاضر، در این تعیین سن بر خلاف تعیین سن نسبی ذکر اعداد و ارقام مطرح می باشد.
روش های تعیین سن مطلق به طور کلی به دو دسته تقسیم می شوند:

الف) روش های غیر رادیو اکتیو

ب) روش های رادیو اکتیو

روش های تعیین سن مطلق غیر رادیو اکتیو، هیچکدام دقیق نبوده و همراه با نواقصی می باشد که در ذیل برخی از آنها را معرفی می کنیم.

- تعیین سن مطلق بر اساس مقدار نمک دریا:

که در این روش بر اساس افزایش سالیانه نمک در دریاها، مدت زمانی را که طول کشیده تا نمک دریاها به حد فعلی رسیده است محاسبه می شود. فرضیات این روش، فقدان نمک در دریاهای اولیه و تامین نمک دریاها و اقیانوس ها از خشکی ها است.

- تعیین سن مطلق بر اساس روش محاسبه مدت سرد شدن زمین:

فیزیکدانان قرن نوزدهم، از روی اطلاعات مبسوطی که درباره زمان لازم برای سرد شدن مواد مذاب در دست داشتند، زمان لازم برای سرد شدن کره زمین و رسیدن آن به درجه حرارت فعلی را محاسبه کردند. بر اساس برآورد «لرد کلوین» قشر زمین طی ۲۰ تا ۴۰ میلیون سال منجمد شده به صورت امروزی در آمده است. ولی دیگر محققان معتقد بودند که محاسبات کلوین عددی کمتر از سن واقعی زمین را به دست داده است زیرل حرارتی که بر اثر تجزیه مواد رادیواکتیو در داخل زمین به وجود می آید در محاسبات وی منظور نشده است.

- **تعیین سن مطلق بر اساس ضخامت طبقات رسوبی:**

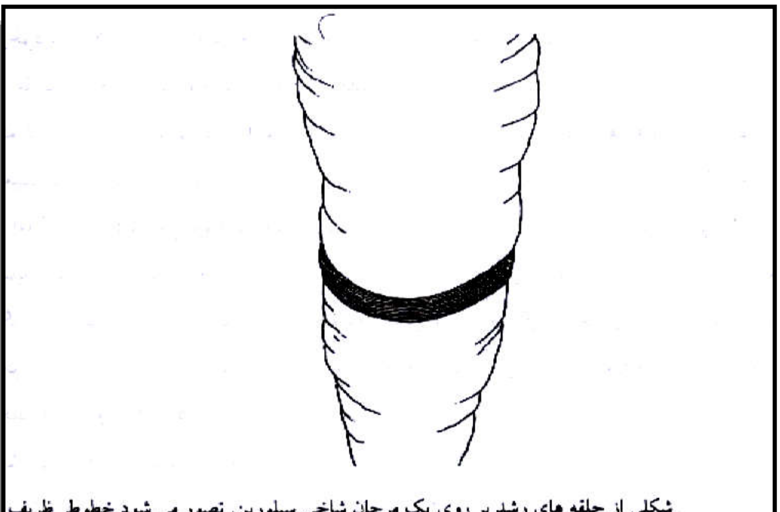
$$\text{سن طبقات} = \frac{\text{ضخامت کل طبقات}}{\text{ضخامت سالیانه رسوبات}}$$

- **تعیین سن مطلق بر اساس رسوبات یخچالی:**

این رسوبات از لایه های تیره و روشن تشکیل شده اند که هر طبقه تیره و روشن با هم معرف یکسال می باشند که به این رسوبات «وارو» (Varve) گویند.
(نکته: در تعیین سن مطلق به این روش باید توجه داشت که سن مطلق آنها نسبت به زمان حاضر تعیین نمی شود).

- **تعیین سن مطلق به کمک حلقه های رشد ارگانیکی:**

با استفاده از حلقه های رشد در موجودات، در صورتی که ارتباط بین حلقه های رشد و دوره های فعالیت ارگانیکی مشخص گردد، می توان زمان را اندازه گیری نمود.



شکلی از حلقه های رشد بر روی یک مرجان شاخی سیلورین. تصور می شود خطوط ظریف حاصل چرخه های روزانه رشد مرجان باشند، و برآمدگی ها تغییرات چرخه‌ای رشد سالانه را نشان دهند

در تعیین سن مطلق به روش رادیو اکتیو از تبدیل یک عنصر رادیو اکتیو به عنصری دیگر استفاده می شود. برای استفاده از این روش باید اولاً مقدار عنصر والد (ایزوتوپ نا پایدار) ثانیاً آخرین عنصر حاصل از تجزیه آن (عنصر دختر که معمولا پایدار می باشد) و ثالثاً نیمه عمر یا سرعت تجزیه عنصر رادیو اکتیو مشخص باشد.
اما برای انجام این کار (تعیین سن به کمک روش رادیواکتیو) شرایط ایده آل زیر باید فراهم باشد:

- سنگ باید همیشه دارای یک سیستم بسته شیمیایی باشد، یعنی پس از تشکیل سنگ هیچ عنصر دختری به نمونه اضافه یا از آن خارج نشود.
- هنگام تشکیل یا ورود عنصر مادر به سنگ نباید هیچ عنصر دختری در آن وجود نداشته باشد. در غیر اینصورت تصور می شود این اتمهای دختر نیز از نوکلوئید مادر بوجود آمده اند و در نتیجه برآوردمان از مقدار عنصر مادر اولیه بیشتر از مقدار واقعی خواهد بود.

از روش های تعیین سن مطلق به کمک عناصر رادیو اکتیو می توان به روش اورانیوم، سرب، روبیدیم- استرانسیوم، پتاسیم- آرگون و روشن کربن اشاره کرد.

مادر: نقطه آغاز	دختر: محصول	نیمه عمر (میلیون سال)
کربن ١٤	نیتروژن ١٤	٠/ ٠٠٥٧٣
روبیدیوم٨٧	استرانسیم ٨٧	٤٨٠٠٠
پتاسیم ٤٠	آرگون ٤٠	١١٩٣٠
توریم ٢٣٢	سرب ٢٠٨	١٤٠٠٠
اورانیم ٢٣٥	سرب ٢٠٧	٧٠٤
اورانیم ٢٣٨	سرب ٢٠٦	٤٤٦٩
ساماریم ١٤٧	نئودیمیوم ١٤٣	١٠٦٠٠٠

گزیده ای از سری های فروپاشی های رادیواکتیو که در تعیین سن مطلق به کار می روند.

کربن ۱۴ با داشتن نیمه عمر ۵۷۳۰ سال، برای تعیین سن چند هزار سال اخیر بکار می رود و از اینرو در باستان شناسی نیز کاربرد دارد. برای بدست آوردن زمان تشکیل سنگ های رسوبی کانی های در جازا مانند گلوکونیت را با روش پتاسیم- آرگون (K-Ar) تعیین سن می کنیم.

از ایزوتوپ پایدار اکسیژن O_{16}, O_{18} در تعیین درجه حرارت محیط های قدیمی و از ایزوتوپ پایدار کربن ۱۳ و ۱۲ در شناخت جهت جریانات محیط های اقیانوسی و دریایی استفاده می شود. (*نکته: ایزوتوپ ها به دو دسته پایدار و ناپایدار تقسیم می شوند،* ***ایزوتوپ های ناپایدار که در سن سنجی مطلق به کار می روند،*** *به مرور زمان با یک نرخ ثابت) نیمه عمر شروع به فروپاشی می کنند تا اینکه به پایداری برسند.* ***در حالی که ایزوتوپ های پایدار در تعیین شرایط محیط قدیمی*** *(مثل درجه حرارت، شرایط محیط رسوبی و ...) کاربرد دارند).*

معایب روش تعیین سن مطلق به کمک عناصر رادیو اکتیو:

۱- هزینه بسیار زیاد این روش

۲- روش فوق العاده دقیقی نیست و امکان اشتباه و خطا در آن زیاد است.

۳- استفاده از این روش در همه جا امکان پذیر نیست (نمی توانیم در تمام بخش های ستون چینه شناسی تعیین سن مطلق را انجام دهیم).

۴- یکی دیگر از محدودیتهای سن مطلق از طریق پرتوسنجی از دست رفتن عنصر دختر است. برای مثال چون آرگون ۴۰ یک گاز است، اگر کانی در حال فروپاشی گرم و باز بلورینه شود از این گاز از آن خارج می شود.

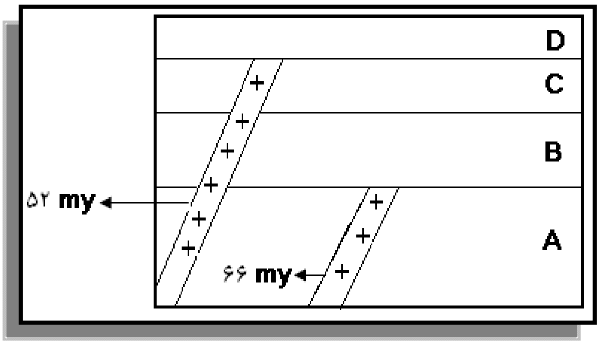
۵- این نوع سن سنجی عمدتاً مربوط به سنگهای آذرین و دگرگونی مربوط می شود. (البته با در نظر گرفتن یک سری شرایط، برای سنگهای رسوبی هم بکار می رود).

۶- یکی دیگر از موارد خطا بخصوص در سنگ رسوبی، تشکیل کانی های جدید در حین دیاژنز است. تشکیل کانی های اتی ژن مثل ایلیت، با افزودن پتاسیم، باعث می شود میزان کلی ماده رادیواکتیو به میزان قابل توجهی در سنگ زیادتر شود. در کانی های اتی ژن نسبت مادر به دختر از بقیه بالاتر است و باعث می شود سن کلی کمتر محاسبه شود؛ اما تنها امیدواری در اینجا جدا کردن دانه های سنگ است و برداشتن قسمت تجزیه نشده.

از دیگر روش های تعیین سن مطلق می توان به ۱- اثرات ناشی از *شکافت هسته ای* (Fission Track Dating) و ۲- روش *ترمولومینسانس و الکترون اسپاین رزونانس* نیز اشاره کرد. در روش اول از کانی های مانند زیرکن آپاتیت و ... استفاده می شود.

نکتـــــــه بســــــــیـــار مـــــــــــهم:

گاهی در چینه شناسی ما می توانیم از داده های تعیین سن مطلق برای محدود کردن **سن واحدهای رسوبی** که هیچ شاهدی برای تعیین سن نسبی شان وجود ندارد استفاده کنیم، این روش را محدود کردن سن (Age Bracketing) گویند.

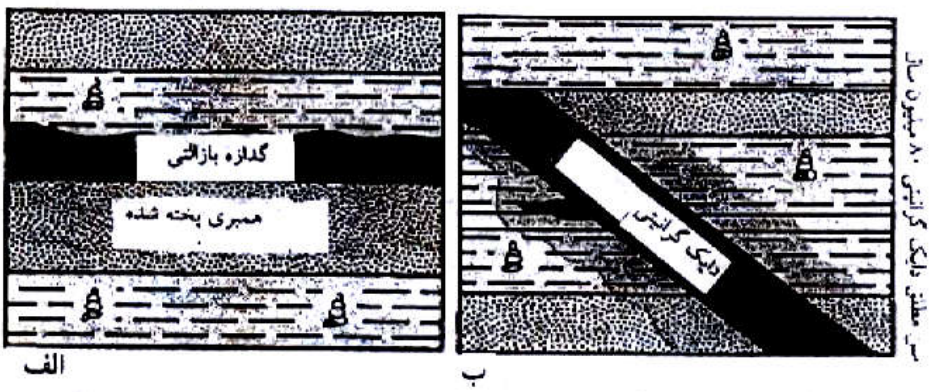


برای مثال در شکل مقابل، با توجه به سن دایکها که به روش رادیواکتیو انجام شده، می توانیم شواهد را بین ۵۵ – ۶۶ میلیون سال محدود کنیم. لایه B بعد از ۶۶ میلیون سال تشکیل شده و لایه D بعد از ۵۲ میلیون

توضیحاتی در مورد روش «محدود کردن سن»:

از آنجایی که سن گذاری مستقیم سنگهای رسوبی دشوار است، سن سنگهای آذرین یا دگرگونی همراه آنها را برای تعیین گستره زمانی تشکیل شان، مشخص می کنند. اصول این روش به شرح زیر است (بسیار مهم):

- سن یک توده نفوذی، حداقل سن رسوباتی است که در آنها نفوذ کرده؛
- برعکس، سن پی سنگ آذرین یا دگرگونی، حداکثر سن رسوبات روی آن را نشان می دهد.



الف: گدازه بازالتی از قانون روی هم قرار گیری لایه ها پیروی می کند. یعنی از لایه های زیرین جوانتر و از لایه های بالاتر قدیمی تر است. به این نکته توجه کنید که گدازه مذاب لایه زیرینش را دگرگون گردیده است. لایه بالائی گدازه که مدت‌ها پس از سرد شدن و سخت شدن آن تشکیل گردیده دگرگون نشده است. ب: دایک گرانیتی (توده نفوذی که سنگ های میزبان خود را قطع کرده است) قانون تقاطع را نشان می‌دهد. دایک از سنگ هایی که آنها را قطع کرده جوانتر و نسبت به سنگ هایی که آنها را قطع نکرده قدیمی تر است. به این نکته توجه کنید که دایک در همبری خود و سنگ های میزبانش آنها را دگرگون کرده است (دگرگونی مجاورتی).

واحدهای چینه شناسی (Stratigraphic Units):

همانگونه که در تعریف چینه شناسی گفته شد، تمام سنگها اعم از رسوبی، آذرین و دگرگونی در محدوده کار چینه شناسی و طبقه بندی آن قرار دارند. سنگهای لایه ایی خصوصیات بسیار متفاوتی دارند. اینها را می توان بر مبنای مشخصه های مختلفی چون سنگ شناسی، فسیل ها، قطبیت ماگمایی، خصوصیات الکتریکی، عکس العمل در مقابل امواج لرزه ای، ترکیب شیمیایی یا کانی شناسی، بافت، ساختهای رسوبی و همینطور بر مبنای زمان تشکیل و محیط منشاء از یکدیگر تفکیک کرد. وضعیت چین ایی (لایه بندی) برای هر یک از مشخصه های فوق متفاوت است و لزومی ندارد که بر یکدیگر منطبق باشند. مثلاً حالت لایه ای که بر اساس مشخصات لرزه ایی تعیین می شود لزومی ندارد بر حالت لایه ای که بر اساس خصوصیات الکتریکی یا شیمیایی تعیین می شود منطبق باشد. (بعبارت دیگر واحدهایی که بر مبنای مشخصه های فوق پایه ریزی می شوند بر یکدیگر منطبق نخواهد بود و مرزهای آنها با یکدیگر متفاوت است).

تفاوت چینه شناسی با سایر علوم (فیزیک، شیمی و ...) در زمان است، یعنی در چینه شناسی بعد چهارم (زمان) نیز بایستی در نظر گرفته شود. *در حقیقت چینه شناسی، هندسه توده های سنگی را در طول زمان مورد بررسی قرار می دهد.*

با توجه به توضیحات فوق اگر بخواهیم تعریفی برای واحد چینه شناسی بیان کنیم می توانیم بگوئیم:
«واحد چینه شناسی عبارت است از لایه یا مجموعه ای از لایه ها یا توده های سنگی که بر اساس ویژگی های سنگ شناسی، فسیل شناسی، حوادث کوهزایی و ناپیوستگی ها، خصوصیات فیزیکی و شیمیایی، الکتریکی، مغناطیسی و لرزه ای انتخاب می شود».

در چینه شناسی واحدهای متعددی به شرح زیر وجود دارد:

۱- واحدهای چینه شناسی سنگی (Lithostratigraphy or Rock stratigraphic Units)
۲- واحدهای چینه شناسی زیستی (Biostratigraphic Units)
۳- واحدهای زمانی زمین شناختی (Geologic time or Geochronologic Units)
۴- واحدهای چینه شناسی زمانی (Time stratigraphic Units or Chronostratigraphic Units)
۵- واحدهای چینه شناسی خاک (Soil stratigraphic Units)
۶- واحدهای آب و هوایی زمین شناختی (Geologic Climate Units)

واحدهای چینه شناسی سنگی بر اساس ویژگی های سنگ شناسی و ناپیوستگی ها، واحدهای چینه شناسی زیستی بر مبنای فسیل ها و واحدهای زمانی زمین شناختی و چینه شناسی زمانی بر اساس فسیل ها، حوادث کوهزایی و ناپیوستگی ها انتخاب می شود.

واحدهای چینه شناسی خاک بصورت لایه ایی که حاصل فرسایش سنگهای قدیمی است در قسمتهای مختلف ستون زمین شناسی سن متفاوتی دارند و بر خلاف چهار واحد اول به آن مرتبه رسمی داده نمی شود.

واحدهای آب و هوایی زمین شناختی بر پایه شرایط آب و هوایی زمان کواترنر منظور شده است.

مشخصات واحد چینه شناسی

هر واحد چینه شناسی اعم از سنگی، زیستی و زمانی باید دارای مشخصاتی باشد تا بتوان آن را واحدی جامع در نظر گرفت. برای واحدهای سنگی و زیستی به ترتیب باید به سنگ شناسی و فسیل شناسی موجود در لایه تاکید کرد، ولی در واحدهای زمانی حوادث زمین شناسی (مثل ظهور یا از بین رفتن ناگهانی عده ای از موجودات، چین خوردگیها، دگرشیبی) و سن زمین شناسی اهمیت دارد. بطور کلی در معرفی هر واحد چینه شناسی باید موارد زیر را رعایت کرد.

۱- اسم هر واحد و مکان
۲- نوع واحد چینه شناسی و مرتبه آن
۳- تاریخچه هر واحد مثل معرفی مؤلف، مرجع اصلی و طرز عمل، جلوگیری از همنامی و تکرار واحدهایی که قبلا نامگذاری شده اند.
۴- استراتوتایپ که عبارتست از مقطع اصلی (اولیه) سری لایه های هر واحد چینه شناسی که ممکن است در اولین مطالعه یا مطالعات بعدی معرفی و بعنوان یک واحد چینه شناسی نامگذاری شود. استراتوتایپ باید از راه توضیح کتبی، ارائه نقشه ها، برشهای ساختمانی زمین شناسی، ستونهای قائم چینه شناسی،

عکس های هوایی و سایر عکسهایی که گرفته می شود، از نظر زمین شناسی و جغرافیایی، معرفی شود. در واحدهایی که معرفی استراتوتایپ در آنها بطور استاندارد عملی نیست باید توضیحات بیشتر همراه با نمایش اشکال و نشانه هایی باشد که مقطع مورد نظر را در جهت استاندارد شدن پیش ببرد.

۵- توصیف مشخصات هر واحد در محل اصلی (اولیه).(مشخصات واحد چینه شناسی از نظر ضخامت، مشخصات سنگ شناسی، ناپیوستگی ها، وضعیت رسوبگذاری و ... معلوم گردد).
۶- جنبه های منطقه ایی، گسترش جغرافیایی، تغییرات ناحیه ایی در ضخامت واحد چینه شناسی، تغییرات سنگ شناسی در جهت قائم و افقی، تغییرات زیستی، وضعیت یا حد بالا و پائین واحد چینه شناسی و... معلوم گردد.
۷- تشریح محیط تشکیل سنگهای سازنده واحد چینه شناسی برای پی بردن به جغرافیای گذشته و تاریخچه زمین شناسی آن.
۸- تطابق دادن با واحدهای چینه شناسی معادل آن که در مناطق مجاور یا دورتر از محل مقطع اصلی وجود دارد و قبلا مطالعه و نامگذاری شده است.
۹- تعیین سن زمین شناسی واحد چینه شناسی.
۱۰- معرفی مراجع یا منابع مورد استفاده.

واحدهای چینه شناسی سنگی (Lithostratigraphy or Rock stratigraphic Units)

یک واحد لیتوستراتیگرافی به ضخامتی از طبقات گفته می شود که قسمت اعظم آن را یک نوع سنگ یا مجموعه ای از چند نوع سنگ تشکیل داده و بر اساس خصوصیات سنگ شناسی مشخص نظیر جنس، رنگ، نوع لایه بندی و ... از زمین یا طبقات زیرین، بالایی و مجاور خود مشخص و متمایز می گردد. یک واحد لیتوستراتیگرافی ممکن است از هر یک از سنگ های رسوبی، آذرین، دگرگونی و یا مجموعه ای از دو یا هر سه این سنگ ها تشکیل شده باشد. واحدهای لیتوستراتیگرافی به دو دسته واحدهای غیر رسمی و واحدهای رسمی تقسیم می شوند. واحدهای لیتوستراتیگرافی رسمی که بر اساس یک روش قراردادی و تنظیم شده جهانی نامگذاری شده اند عبارتند از:

۱- لایه یا طبقه (bed):

از نظر مرتبه کوچکترین واحد سنگی چینه شناسی است که می تواند در هر یک از واحدهای بزرگتر قرار داشته باشد و بنا به تعریف به **لایه ای** گفته می شود که در توالی سنگ های رسوبی به واسطه دارا بودن خصوصیات لیتولوژی از لایه های بالایی و پایینی خود قابل تفکیک است. لایه فاقد مقطع نمونه می باشد.

۲- بخش یا عضو (member):

واحدی از واحدهای سنگی چینه شناسی است که از نظر مرتبه بالاتر از طبقه قرار دارد و همیشه قسمتی از یک سازند است و به علت داشتن صفات لیتولوژیک خود از سایر قسمت های آن سازند مشخص می گردد. هر بخش دارای مقطع نمونه می باشد.
یک بخش نیز می تواند به واحد کوچکتری غیر از طبقه به نام زیر بخش (sub member) تقسیم شوند مانند زیر بخش های C1, C4, C3, C2 از بخش C سازند قم.

۳- سازند (formation):

واحد **اصلی** تقسیمات لیتوستراتیگرافی می باشد و عبارت از مجموعه ای از لایه ها یا توده های سنگی با ویژگی های سنگ شناسی مشخص است. این واحد از نظر مرتبه بالاتر از بخش و پایین تر از گروه است.
مشخصات یک سازند به قرار زیر می باشد:
- ترکیب لیتولوژی آن مشخص می باشد.
- از لحاظ سنگ شناسی مرز زیرین و بالایی آن مشخص می باشد.
- ضخامت آن معلوم است.
- محتوی فسیلی آن مشخص است.
- سن آن چه بر اساس فسیل های موجود در آن و چه بر اساس موقعیت چینه شناسی تعیین شده است.
- گسترش جغرافیایی آن معلوم می باشد.
- دارای مقطع نمونه (تیپ) (Type Section) (مقطع چینه شناسی که در آن سازند بیشترین ضخامت و بهترین رخنمون را دارد و از نظر تغییرات لیتولوژیک بیشترین تغییرات را داراست و قابل مراجعه می باشد) و یا منطقه نمونه (Type Locality or Type area) می باشد.
- سازند قابل نشان دادن بر روی نقشه زمین شناسی می باشد و تهیه برش عرضی و ستون چینه شناسی از آن امکان پذیر می باشد.

✓ **ذکر چند نکته:**

الف) گاهی اوقات برای یک سازند مقطع نمونه تعریف می شود ولی مطالعات بعدی در مناطق دیگر نشان می دهد که این مقطع نسبت به مقطع تیپ یا نمونه، تنوع لیتولوژی یا ضخامت بیشتری دارد در این حالات برای سازند می توان یک مقطع شاهد یا مرجع (Refrence Section) تعریف نمود. اگر یک سازند در گسترش جانبی خود در مناطق دیگر از نظر لیتولوژی و ضخامت تغییرات قابل توجهی نشان دهد نام آن به گروه ارتقا می یابد و واحدهای دیگر آنرا به عنوان سازند معرفی می کنیم.

ب) در مناطق مختلف گاهی اوقات نمی توان یک مقطع چینه شناسی را بعنوان مقطع نمونه (Type Section) معرفی کرد؛ زیرا بخش های مختلف سازند ممکن است از نظر جغرافیایی پراکندگی داشته باشد. در چنین مواردی می توان برای یک سازند منطقه تیپ (Type area or Type Locality) مشخص کرد. مثال

این مورد سازند قم است. این سازند در ایران مرکزی است و از آذربایجان تا جازموریان با روند شمال غربی- جنوب شرقی ادامه دارد. بهترین رخنمون های این سازند در اطراف شهر قم است. در هیچ منطقه ایی نمی توان برایش Type section معرفی کرد و هر بخشی از آن در جایی رخنمون دارد. به همین دلیل ارتفاعات شهر قم را بعنوان منطقه تیپ سازند قم معرفی می کنند.

در توضیحات قبلی در مورد دو واژه Type Locality و Type area توضیحاتی داده شد. ولی در برخی منابع، این دو واژه را به صورت زیر تعریف می کنند: - Type Locality (محل الگو یا محل نمونه): محل جغرافیایی معینی است که برش الگو (Type section) در آن قرار دارد. - Type area (ناحیه الگو یا منطقه نمونه): ناحیه ایی که سازند معرفی شده در آن از نظر تغییرات عمده ای را نداشته و برش مشاهده در آن قرار دارد.

۴- گروه (group):

واحدی بالاتر از سازند و شامل دو یا چند سازند متوالی می باشد که دارای خواص سنگ شناسی مشترک باشند، یا موقعیت مشخصی را نسبت به یک ناپیوستگی نشان دهد و یا بیانگر یک فرآیند زمین شناسی مهم نظیر یک سیکل رسوبی باشند. گروه نیز دارای مقطع نمونه می باشد. گروه می تواند دارای دو تقسیم بندی با عنوان زیر گروه (sub group) و رو گروه (super group) باشد.

✓ **چندنکته:**

۱- ممکن است گاهی اوقات، یک سازند در گسترش جانبی خود در مناطق جغرافیایی دیگر از نظر لیتولوژی ضخامت قابل توجهی نشان بدهد به طوری که دیگر نشود نام سازند را برایش اطلاق کرد. در اینجا می توان این سازند را به گروه ارتقاء داد (از نظر رتبه) و در داخل این گروه واحدهای سنگی در حد سازند تعریف کرد. بعنوان مثال در شمال ایران در البرز سازندی بنام **سازند میلا** وجود دارد که ضخامتی ۶۰۰ متری از آهک، شیل و دولومیت دارد که سن کامبرین میانی یا پسین را نشان می دهد؛ اما سنگهایی که مربوط به همین سازند هستند (کامبرین میانی یا پسین) در بخش های شرقی ایران مرکزی حدود ۳۰۰ متر ضخامت دارند و از نظر لیتولوژی هم نسبت به میلا فوق العاده متنوعند. **گروه میلا** در شرق ایران مرکزی شامل سه سازند شیرگشت، درینجال و کالشانه است.

۲- گاهی اوقات اجزاء تشکیل دهنده یک سازند در مناطق مختلف ممکن است با هم متفاوت باشند؛ مثلا گروه فارس در زاگرس که در برخی مناطق از دو سازند و در برخی مناطق از سه سازند تشکیل شده است. بعبارت دیگر یک گروه تابع سازندهای تشکیل دهنده خود نیست.

سلسله مراتب واحدهای رسمی سنگ چینه‌شناختی

واحد سنگ چینه‌شناختی	تعریف
اَبَر گروه	مجموعه‌ای از گروهها براساس ویژگیهای سنگ‌شناسی یا نوع تشکیل
گروه	مجموعه‌ای از سازندها براساس ویژگیهای سنگ‌شناسی یا نوع تشکیل
سازند	واحدی قابل نقشه‌برداری از سنگ‌شناسی همگن
بخش	زیرتقسیم یک سازند
لایه	افق یا لایه‌ای با سنگ‌شناسی مشخص

برخی از واحدهای غیر رسمی در واحدهای لیتوستراتیگرافی عبارتند از:

- **طبقات (beds)**: گاهی یکی از واحدهای لیتوستراتیگرافی فاقد یکی از مشخصات اصلی آن واحد است مثلاً فقط یکی از مرز های آن مشخص نیست در این صورت آنرا تحت عنوان طبقات معرفی می کنیم مانند طبقات شورم در ایران مرکزی که فاقد مرز زیرین است.

- **کمپلکس (complex)**: گاهی در اثر عواملی همچون دگرگون شدن طبقات، تزریق توده های نفوذی و یا تغییرات تکتونیکی، نظم اولیه طبقات را حتی در مقیاس محلی نمی توان بازسازی کرد، بنابراین مجموعه طبقاتی به هم ریخته داریم که در چنین مواردی از واژه کمپلکس استفاده می شود.

– **سری (series)**: از این واژه زمانی استفاده می شود که اگر چه واحدهای سنگی به هم ریخته اند اما این واحد ها را می توان در مقیاس محلی بازسازی کرد و نظم اولیه را مشخص کرد.

- زون **لیتوستراتیگرافی یا لیتوزون (Lithozone)**: به ضخامتی از طبقات با گسترش جغرافیایی محدود گفته می شود که از لحاظ صفات لیتولوژیک با طبقات پایین و بالای خود فرق داشته باشد.

- **افق لیتوستراتیگرافی یا لیتوهوریزون (Lithohorizon)**: واحدی است کوچکتر از لیتوزون و شامل یک یا چند لایه با صفات سنگ شناسی مشخص است که آنرا از سایر طبقات لیتوزون مشخص و متمایز می سازد.

واحدهای سنگی سازند یا کوچکتر دارای مقطع نمونه در یک محل می باشند اما واحدهای سنگی بزرگتر از سازند (گروه) ممکن است دارای مقطع تیپ ترکیبی (composite type section or composite strato type) باشند.

اگر نام محلی که نام سازند از آن گرفته شده است، تغییر یابد، نام سازند اصلاً تغییر نمی کند.

در نامگذاری واحدهای لیتوستراتیگرافی عموماً ترکیبی از نام جغرافیایی ناحیه ای که آن واحد در آنجا مورد شناسایی و بررسی قرار گرفته با یکی از واژه های گروه- سازند- بخش یا طبقه به کار می رود. نام جغرافیایی

می تواند در برگیرنده نام محل، فرم طبیعی یا مصنوعی و یا هر عارضه جغرافیایی موجود در نزدیکی رخنمون باشد. در نامگذاری برای سنگ های آذرین، بایستی اصطلاح سنگ شناسی به کار گرفته شده معرف نوع سنگی باشد که قسمت عمده توده سنگ را تشکیل می دهد مانند گرانیت دوران.

✓ **نکته مهم**: واحدهای سنگ چینه ای نظیر لایه، عضو، سازند و گروه فقط در مورد سنگهای رسوبی، آتشفشانی و دگرگون شده رسوبی یا دگرگون شده آتشفشانی به کار می رود. سنگ های آذرین درونی یا به شدت دگرگون شده را واحد های لیتودمیک (Lithodemic) می نامند. واحد بنیادی این نوع واحد سنگ چینه ای لیتودم (تقریباً معادل سازند) نام دارد. اصطلاح سازند **نباید** در مورد سنگ های آذرین و دگرگونی به کار رود. بطور ایده آل، نام یک لیتودم از نام یک موقعیت جغرافیایی به علاوه واژه سنگی تشکیل می شود، مانند گرانیت دوران.

برای شناسایی شکل کلی، اهمیت و پراکندگی یک واحد سنگی باید به سه خصوصیت واحدهای سنگی توجه کنیم:

۱- گسترش مکانی واحدهای سنگی
۲- گسترش زمانی واحدهای سنگی
۳- ضخامت نسبی واحدهای سنگی

دو ویژگی اول توسط مشخصات حوضه رسوبی که واحد سنگی در آن ته نشین شده مشخص می گردد.

نا همزمانی (Diachron) در واحدهای سنگی معمول می باشد اما شناخت آنها به قدرت تفکیک فسیل ها بستگی دارد. واحدهای سنگ شناختی ارزش زمانی نداشته و تقریباً همیشه دو زمانی (diachronous) هستند؛ یعنی یک واحد سنگی می تواند قسمتی از تریاس یک ناحیه باشد و در ناحیه دیگر قسمتی از سیستم ژوراسیک محسوب شود.

توصیف سنگ ها از نظر ضخامت:

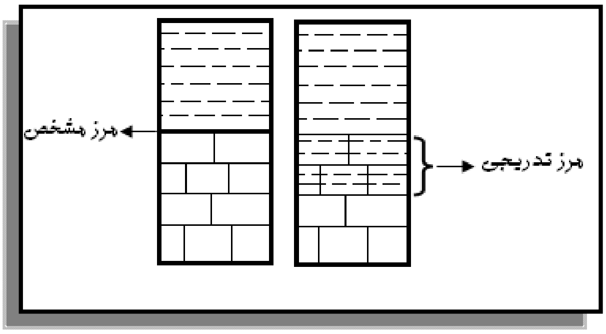
تفکیک لایه‌ها از نظر ضخامت

طبقات	طبقه‌بندی خیلی ضخیم		very thick - bedded
		۱۰۰ سانتی‌متر	
	طبقه‌بندی ضخیم		thick - bedded
		۳۰ سانتی‌متر	
	طبقه‌بندی با ضخامت متوسط		medium - bedded
		۱۰ سانتی‌متر	
	طبقه‌بندی نازک		thin - bedded
		۳ سانتی‌متر	
	طبقه‌بندی خیلی نازک		very thin - bedded
		۱ سانتی‌متر	
لامینه	لایه‌های لامینه‌دار		laminated
		۰/۳ سانتی‌متر	
	لایه‌های با لامیناسیون ظریف		thinly laminated

محدودیت های استفاده از واحدهای لیتوستراتیگرافی:

۱- این واحد ها کاربرد محلی دارند

۲- معمولاً مرزهای بین واحدهای سنگی به صورت یک خط شاخص نمی باشد.



۳- این واحدها ترتیب وقوع حوادث را نشان نمی دهند اما حوادثی که رخ داده اند را نشان داده و به شناسایی آنها کمک می کنند.
۴- از روی واحدهای سنگی، در مناطقی که فرسایش بخشی از لایه ها را فرسوده است شناخت محیط رسوبی و عوامل یا عامل موثر در حمل و نقل امکان پذیر نیست. در این حالت باید عمل تطابق یا انطباق (Correlation) انجام داد.

واحدهای چینه شناسی زیستی (Biostratigraphic Units)

این واحدها بر اساس تجمع فسیل های موجود در طبقات رسوبی یا بر اساس وقوع حوادث زیستی بنا شده اند و بنا به تعریف به ضخامتی از طبقات گفته می شود که با فسیل های خاص خودش از طبقات پایین، بالا و مجاور خود متمایز می گردد. این واحدها مانند واحدهای لیتوستراتیگرافی ارزش محلی دارند.
مرز واحدهای بیوستراتیگرافی ممکن است با مرز واحدهای لیتوستراتیگرافی منطبق باشد یا اینکه یکدیگر را قطع کنند.
ابزار مورد استفاده در واحدهای بیوستراتیگرافی، *فسیل ها* می باشند اما فسیل هایی که در یک مجموعه سنگی هستند ممکن است فرمهایی باشند که در همان محیطی که در زندگی کرده اند از بین رفته اند و در داخل رسوبات قرار گرفته اند که این مجموعه فسیلی را بیوسنوز (Biocoenosis) گویند یا ممکن است در یک مجموعه سنگی فسیل هایی موجود باشد که بعد از مرگ موجودات حمل شده و در داخل محیط رسوبی در کنار هم قرار گرفته اند برای توصیف این چنین مجموعه فسیلی از واژه تاناتوسنوز (Thanatocoenosis) استفاده می شود.

دو گروه از فسیل ها در بیوستراتیگرافی از نظر کاربرد:

۱- فسیل های راهنما (شاخص) که در بیوستراتیگرافی کاربرد دارند (Index fossils or Guide fossils).
۲- فسیل های رخساره که دارای روند تکاملی کند و تدریجی بوده و در مدت زمانی طولانی بدون تغییر مانده اند (فسیل های زنده) (Living fossils or Facies fossils).

ویژگی های فسیل های شاخص (راهنما):

- مستقل از تغییرات محیط زیست باشند.
- تکامل سریع یا عمر کوتاه داشته باشند.
- گسترش جغرافیایی وسیع داشته باشند.
- قابلیت حفظ شدگی آسان داشته باشند.
- به آسانی قابل شناسایی باشند.

ازجمله فسیل های شاخص می توان به گراپتولیت ها و آمونیت ها اشاره کرد.

درجدول زیر ویژگی فسیل های شاخص با مثال آنها ذکر شده است (***بسیار مهم***):

موقعیت به عنوان فسیل راهنما	تشخیص آسان	حفظ شدن آسان	فراوانی	گسترش جغرافیایی	تکامل سریع	مستقل از محیط	معیارها / فسیل
خوب (اردوویسین تا سیلورین)	✔ (شکل ساده)	✔	✔	✔ (پلانکتون)	✔	✔ (پلانکتون)	گراپتولیتها
خوب (دونین تا کرتاسه)	✔ (تنوع زیاد)	✔	✔	✔ (شناگرآزاد)	✔	✔ (شناگرآزاد)	آمونیتها
ضعیف (کرینیفر)	✔	✔	✔	X	X	X (نیازبه دریای گرم کم عمق)	مرجانها
ضعیف (کرتاسه)	✔	✔	✔	X	X	X (حفرکننده کف)	خارداران
بد (استفاده نمی شود)	✔	X	X	X	X	X (نیازمند ساحل سنگی)	بارناکلها
خوب (به ویژه مزوزوییک تا عصرحاضر)	✔	✔	✔	✔ (پلانکتون)	✔	✔ (پلانکتون)	روزنه داران
خوب (کرتاسه تا عصرحاضر)	✔	✔	✔	✔ (وزش باد)	✔	✔ (وزش باد)	گرده
خوب (مزوزوییک تا عصرحاضر)	✔	✔	✔	✔ (پلانکتون)	✔	✔ (پلانکتون)	کرکولیتها
بد (استفاده نمی شود)	✔	X (استخوان شکننده)	X	✔ (پرواز)	X	✔ (پرواز)	پرندگان

مثالهایی از فسیلهای راهنمای خوب و بد. زمینه، چگونگی جوربودن گروههای فسیل را با معیارهای مناسب برای یک فسیل راهنمای خوب نشان می‌دهد. مهم است دقت شود که هر معیار، الزاماً اهمیت یکسانی ندارد. برای مثال پتانسیل حفظ شدن می‌تواند اهمیتی بیش از توزیع گسترده داشته باشد. فسیلهای پرنده اگرچه به عنوان فسیل راهنما مناسب است اما به ندرت حفظ می‌شود و بنابراین فسیل راهنمای بدی است.

زون بیوستراتیگرافی یا بیوزون (Biozone):

واحد اصلی است که در مطالعات بیوستراتیگرافی به کار می رود و بنا به تعریف ضخامتی از طبقات لایه هاست که بر اساس گسترش چینه شناسی فسیل های موجود و یا بر اساس حوادث زیستی قابل شناسایی هستند.

در صورتی که فسیل های تشکیل دهنده بیوزون جانوری باشد آنرا فونازون (Faunazone) و اگر گیاهی باشد آنرا فلوری زون (Florizone) گویند. آوردن کلمه میکرو یا ماکرو برای موجودات میکروسکوپی یا ماکروسکپی تشکیل دهنده بیوزون، در ابتدای فونازون یا فلوریزون الزامی است. اگر میکرو فسیل های بیوزون را فسیل های کوچکی نظیر تاژکداران یا پالینومرفها تشکیل داده باشد آنرا نانوزون (Nannozone) گویند.

بیوهوریزون یا افق بیوستراتیگرافی (Biohorizone):

به طبقه یا طبقاتی از یک بیوزون گفته می شود که با طبقات مشخص بیوستراتیگرافی یا تغییرات ظاهری مشخص از دیگر قسمت های بیوزون قابل تشخیص و تفکیک است.

سوپرزون و ساب زون (Superzones or Subzones):

به چند بیوزون که دارای خصوصیات بیوستراتیگرافی مشترکی باشند یک سوپر زون گویند. هر بیوزون ممکن است بر اساس جزئیات بیوستراتیگرافی به واحدهای کوچکتری تحت عنوان ساب زون تقسیم می شود. ساب زدن نیز می تواند به واحدهای کوچکتری تحت عنوان زنول Zonule تقسیم شود.

بارن اینترزون و اینترازون (Barren interzone & Intrazone):

بارن اینترزون به ضخامتی از طبقات فاقد فسیل گفته می شود که در بین دو افق فسیل دار قرار دارد.

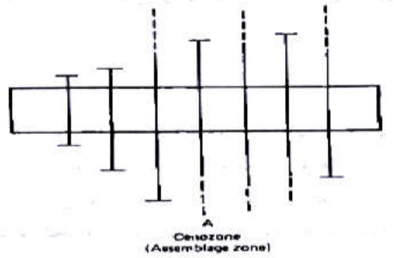
بارن اینترازون به نبود فسیل در قسمتی از یک بیوزون گفته می شود.

Limtzone: به مرز بین بیوزون ها لیمیت زون گویند زیرا هر بیوزون دارای یک مرز زیرین و یک مرز بالایی است.

انواع بایوزون ها:

۱- آسمبلیچ زون یا سنوزون یا بیوزون اجتماعی (Assemblage zone or cenozone)

در این نوع بیوزون از تجمع گروهی از فسیل ها برای معرفی بیوزون استفاده می شود و زمانی به کار می رود که فسیل های راهنما کم می باشند به عنوان مثال وقتی فسیل های موجود در توالی های سنگی بیشتر فسیل های کف زی هستند. کاربرد این بایوزون محدود است زیرا شناسایی آن بستگی به شناسایی چند فسیل دارد که در این بایوزون وجود دارند. نام این بیوزون از دو یا چند فسیل معین موجود در آن سنوزون گرفته می شود.



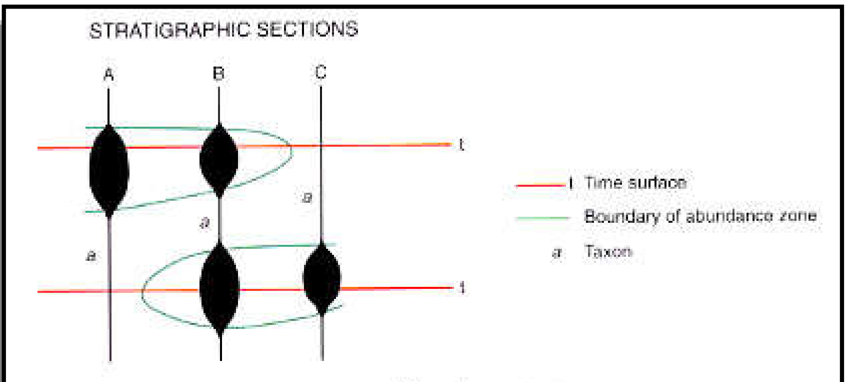
زون تجمعی (Brenner and McHargue, 1988).

۲- زون های تجمعی اپل (Oppel zones):

این نوع بیوزون معادل سنوزون می باشد و مرزهای آن نیز به وسیله حضور گونه های متعدد با گسترش زمانی مختلف معین می شود.

۳- آکم زون (Acme or Abundance Zone):

ضخامتی از طبقات رسوبی که در آن یک تاکسون (یک واحد با لئونتولوژی که از لحاظ رده بندی موجودات زنده میتواند در مرتبه شاخه-رده-راسته-خانواده-جنس و یا گونه قرار گیرد) فسیلی با دارا بودن حداکثر فراوانی از طبقات پایین، بالا و مجاور خود مشخص و متمایز گردد.



: Abundance zones.

۴- رنج زون (Range Zone):

به ضخامتی از طبقات رسوبی با گسترش محدود گفته می شود که با یک یا چند گروه فسیلی انتخاب شده، از طبقات پایین و بالای خود مشخص می گردد که بر خلاف آسمبلیچ زون که هیچگونه انتخابی در مجموعه فسیلی نیست، رنج زون بر اساس یک یا چند گروه فسیل شاخص انتخاب می شود.

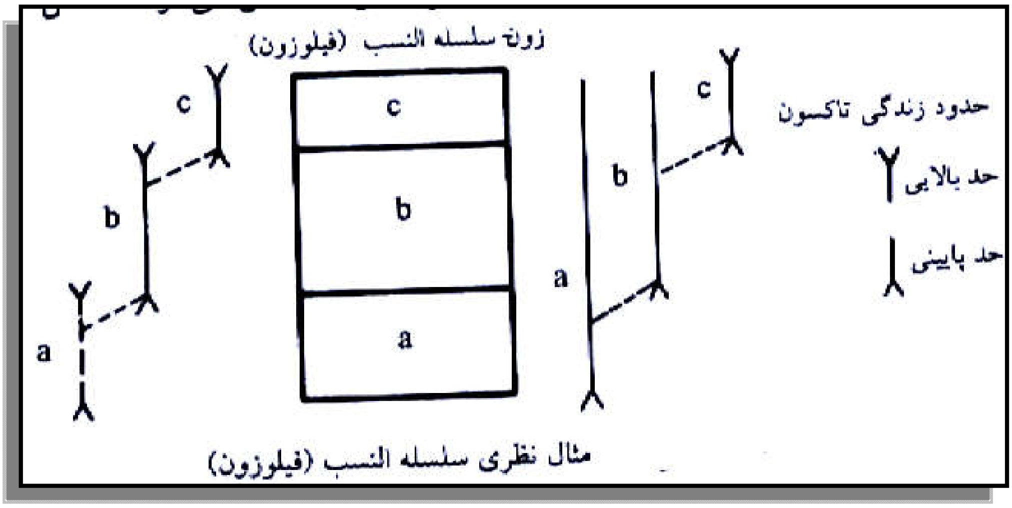
رنج زون دارای انواع مختلفی می باشد که عبارتند از:

- **آکروزون یا تاکسون رنج زون (Acro zone or Taxon range zone)**: ضخامتی از طبقات رسوبی که نمایانگر محدوده زندگی یک تاکسون به خصوص است.

- گاهی اوقات از بخشی از گسترش چینه شناسی یک فرم برای معرفی Range zone استفاده می شود در این صورت آنرا Partial Rangr Zone (زون گستره بخشی) می نامند.

-**کانکورنت رنج زون یا زون اشتراکی (Concurrent Range Zone)**: ضخامتی از طبقات رسوبی که با انتخاب بیش از یک تاکسون که در قسمتی با هم اشتراک دارند مشخص می شوند.

- **لینج زون یا فیلوزون یا زون سلسله النسب (Lineege Zone or Phylozone)**: ضخامتی از طبقات رسوبی که در طی آن یک تاکسون فسیلی (در همان مقیاس محلی) مراحل جهش های تکاملی خود را نشان می دهد. حد بالا و پایین آن به وسیله ظهور و انقراض نهایی آن تاکسون معین مشخص می گردد، در واقع این واحد نمایانگر مراحل تکامل یا توسعه یک تاکسون معین است.



۵- اینتروال زون (Interval Zone):

ضخامتی از طبقات رسوبی که در حد فاصل دو افق بیوستراتیگرافی قرار دارد به عنوان مثال حد فاصل بین دو افق ظهور یا موافق از بین رفتن و یا حد فاصل یک افق ظهور و یک افق انقراض.

محدودیت های کاربرد واحدهای بیوستراتیگرافی:

۱- ترتیب وقوع حوادث را نشان می دهد اما همه حوادث را نمی توان شناسایی کرد.

۲- این واحدها در جاهایی کاربرد دارند که توالی سنگی دارای محتوی فسیلی قابل ملاحظه باشد پس بخش اعظم سنگ های آواری و تخریبی را نمی توان شناسایی کرد.

۳- انجام مطالعات بیوستراتیگرافی در سنگ هایی که در فاصله زمان زمین شناسی کوتاهی تشکیل شده اند یا از نظر جغرافیایی در محدوده کوچکی تشکیل شده اند معمولاً خیلی مشکل است؛ زیرا در زمان کوتاه ظهور یا انقراض یا فراوانی یک فرم فسیلی اتفاق نمی افتد.

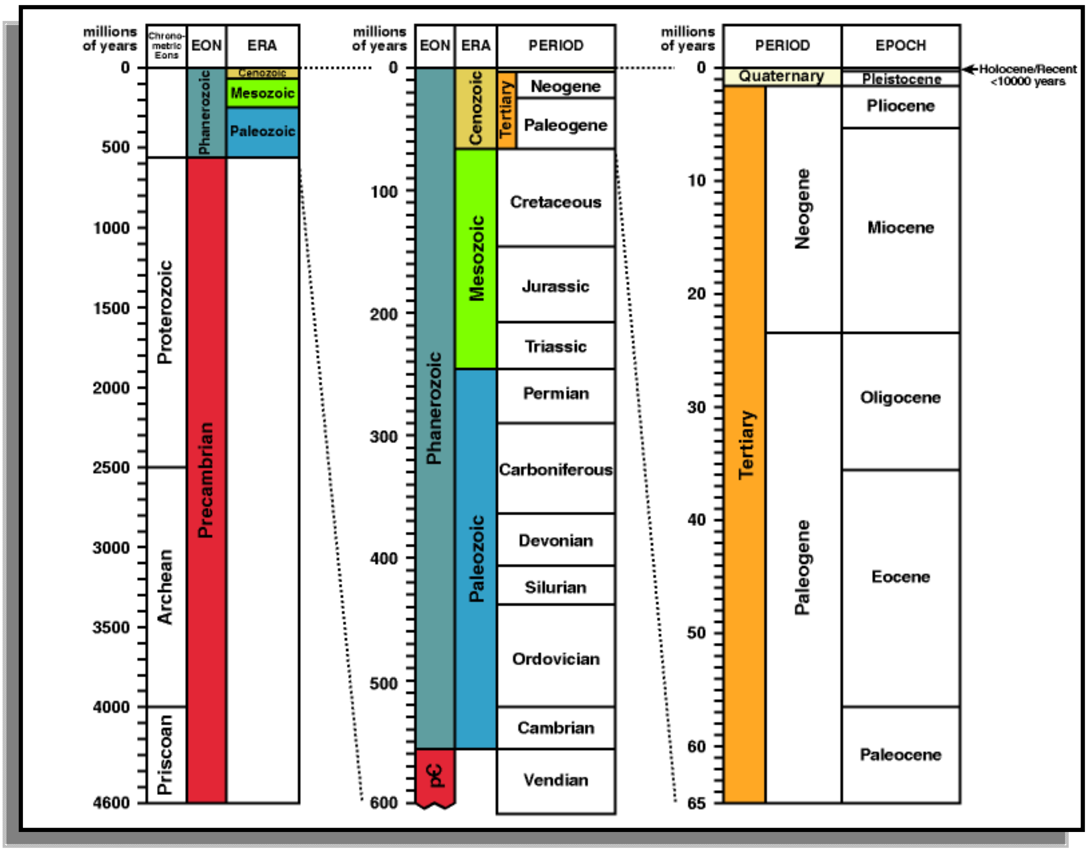
واحدهای چینه شناسی زمانی (Time stratigraphic Units or Chronostratigraphic Units)

قبل از پرداختن به مبحث واحدهای کرونوستراتیگرافی لازم می باشد با اصطلاح واحدهای ژئوکرونولوژی (زمانی زمین شناسی) آشنا شویم.

واحدهای ژئوکرونولوژی بر اساس حوادث کوهزایی، نا پیوستگی ها، ظهور، انقراض، تعداد و تنوع جانوران و گیاهان و ... انتخاب می شود و بنا به تعریف مدت زمانی است که یک واحد کرونوستراتیگرافی در روی زمین تشکیل شده است.

تقسیمات زمان زمین شناسی:

Chron	Age	Epoch	Period	Era	Eon
کرون	عصر	دور	دوره	دوران	ائون



واحدهای کرونوستراتیگرافی یا واحدهای زمان سنگی (Time Rock or Chronostratigraphic Units):

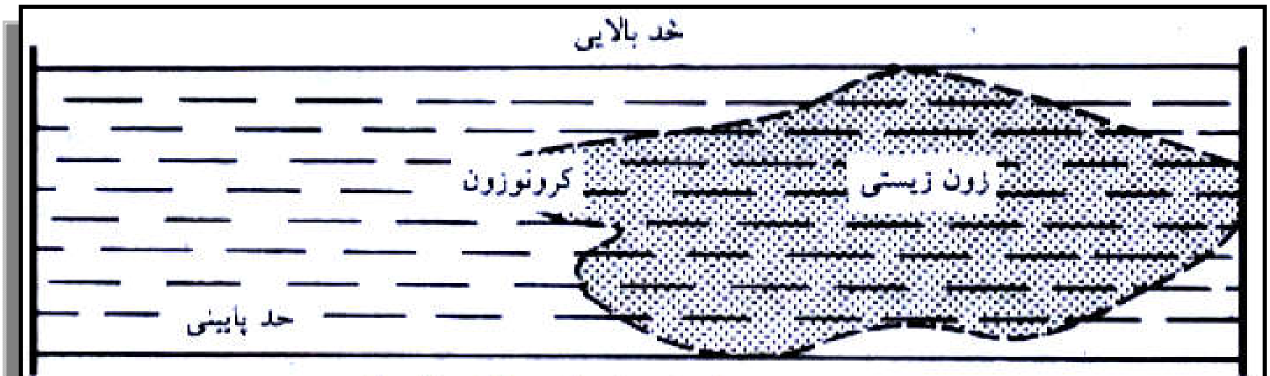
در بر گیرنده ضخامتی از طبقات یا چینه ها می باشد که در خلال یک فاصله زمانی زمین شناسی معین شکل گرفته و به وسیله سطوح همزمان در بالا و پایین محدود می شود.

واحدهای ژئوکرونولوژی	واحدهای کرونواستراتیگرافی
ائون (Eon)	ائونوتم (Eonothem)
دوران (Era)	اراتم (Erathem)
دوره (Period)	سیستم (System)
دور (Epoch)	سری (Series)

(Age) عصر	(Stage) اشکوب
کرون یا بایوکرون (Biochrone)	کرونوزون یا بایوزون (Biozone)

- **کرون= کرونوزون**: ضخامتی از طبقات می باشد که در حد فاصل زمانی یک کرون تشکیل شده است. کرونوزون پایین ترین واحد از واحدهای کرونوستراتیگرافی می باشد که **نام آن را نام همان واحد بیوستراتیگرافی یا لیتوستراتیگرافی که بر آن منطبق شده گرفته می شود.**

کرونوزون از نظر طول زمانی ممکن است بر مبنای یک واحد زیستی یا یک واحد چینه شناسی سنگی نهاده شود و تمام لایه هایی را که در آن واحد چینه شناسی زیستی یا سنگی در بر می گیرد شامل شود. حد بالا و پائین آن نیز منطبق بر حد بالا و پائین آن واحد چینه شناسی زیستی یا سنگی است. برای روشن شدن نکته فوق شکل زیر را در نظر می گیریم. در این شکل زون زیستی را با خط چین و حد بالا و پائین آن را با خط پر نشان داده ایم.



زون زیستی و کرونوزونی که بر آن منطبق شده

کرونوزون ممکن است بر این زون زیستی منطبق گردد که در این حالت طول زمانی حد بالا و پائین آن منطبق بر طول زمانی و حد بالا و پائین زون زیستی است. در شکل فوق زون زیستی فقط به محدوده ای که با خط چین مشخص شده است گفته می شود، در حالی که کرونوزون به تمام این لایه که ممکن است تا فاصله زیاد در جهت افقی ادامه داشته باشند و در آنها فسیل های آن زون زیستی دیده نشود هم اطلاق می گردد.

- **عصر = اشکوب:** اشکوب بالاتر از کرونوزون و پایین تر از سری می باشد که بر مبنای چند بیوزون با فسیل های شاخص که در مجموع بیانگر یک تغییرات تکاملی و جهش های فسیلی است انتخاب می شود و بنا به تعریف مجموعه ای از طبقات با فسیل های شاخص است که در فاصله زمانی یک عصر تشکیل شده باشد.

هر اشکوب دارای یک مقطع نمونه تحت عنوان استراتوتایپ (Stratotype) است به محل جغرافیایی استراتوتاپ محل تیپ (Type Locality) گفته می شود.

ویژگی های مقطع نمونه:

۱- دارای ارزش جهانی است ۲- دارای فسیل های شاخص است.
۳- استراتوتایپ ها باید تا آنجا که ممکن است از نبود چینه شناسی معاف باشند.

مقاطع تیپ اشکوب مربوط به رسوباتی هستند که در محیط های دریایی تشکیل شده اند. نام اشکوب را معمولاً از نام محلی که استراتوتایپ در آنجا مطالعه شده گرفته و پسوند an یا ian به آن اضافه می نمایند. طول زمانی اشکوب بطور متوسط از ۳ تا ۱۰ میلیون سال و ضخامت ان از چند متر تا چند هزار متر می باشد.

- **دور= سری**: یکی از واحدهای کرونوستراتیگرافی می باشد که بالاتر از اشکوب و پایین تر از سیستم است. هر سری معمولاً بر مبنای یک سیکل رسوبی (پیشروی- رسوب گذاری- پسروی) بنا شده است این واحد در طول یک دور یا اپوک تشکیل شده است. هر سری عموماً حاوی یک تا شش اشکوب می باشد. متوسط زمان هر سری ۱۵ میلیون سال می باشد.
در مورد واحدهای زمانی زمین شناسی از پیشوند های Early (آغازی یا پیشین)، Middle (میانی) و Late (پسین) و در مورد موقعیت واحدهای سنگی، چینه ها و طبقات از پیشوند های Lower (زیرین)، Middle (میانی) و Upper (بالایی) استفاده می شود. (دلیل: چون مبنای واحدهای زمانی زمین شناسی، زمان می باشد وبرای زمان نمی توانیم از واژه های بالا و پائین استفاده کنیم. همینطور در مورد واحدهای سنگی، چون مبنایشان جسم مادی است نمی توانیم از واژه های پیشین و پسین استفاده کنیم).

- سیستم، اراتم و ائون نیز به ترتیب به طبقاتی اطلاق می شوند که در طول یک دوره، دوران و ائون تشکیل شده اند.

*محل ذخیره اطلاعات چینه شناسی واحدهای کرونوستراتیگرافی هستند، مرزهای آنها در تمام دنیا همزمان می باشد.
*هیاتوس یا نبود چینه ای در مطالعات کرونوستراتیگرافی قابل شناسایی است نه در مطالعات لیتوستراتیگرافی.
*واحدهای کرونوستراتیگرافی ارتباط بین چینه شناسان را آسان کرده اند.

تطابق (انطباق) Correlation:

تطابق عبارت است از مقایسه و ارتباط دادن سنگ های دو یا چند منطقه مجزا از هم (نزدیک یا خیلی دور) و تطبیق هم ارزی (معادل هم بودن) آنها با استفاده از نشانه های مختلفی چون ویژگی های سنگ شناسی، فسیل های موجود در سنگ ها، سن نسبی و مطلق سنگ ها و ... با استفاده از انطباق می توان واحدهای چینه شناسی و ارتباط شان را در مناطق مختلف مشخص کرد. به عبارتی دیگر تطابق، مقایسه بین طبقات و رسوبات در نقاط مختلف سطح زمین بدون در نظر گرفتن همزمانی طبقات می باشد.

لزوم انجام تطابق:

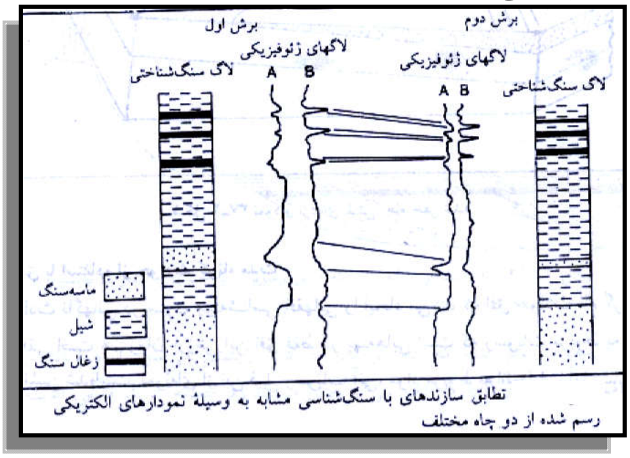
۱- بدست آوردن تصویر کامل تری از منطقه مورد مطالعه (ترسیم پالئوژئوگرافی یک منطقه).
۲- شناسایی ذخایر اقتصادی.
۳- بررسی روند ها یا مسیرهای تکاملی یا مهاجرت موجودات.

روشهای انطباق:

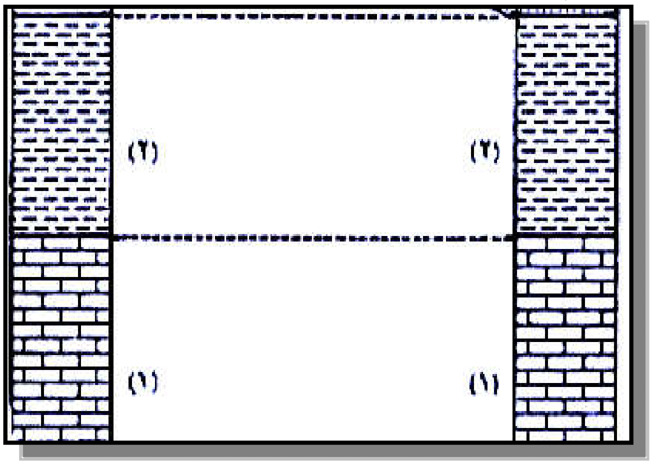
– تشابه سنگ شناسی (تطابق لیتوستراتیگرافی):

این روش که اولین و ساده ترین روش تطابق می باشد بر اساس ویژگی های سنگ شناسی مانند ترکیب، بافت، لایه بندی، ضخامت و ... صورت می پذیرد. در تطابق لیتولوژیک می توان خطوط هم ارزی لیتولوژیک tie line (خطوطی که سنگ ها، طبقات و رسوبات مشابه را به هم وصل می کند) را رسم نمود.

در تطابق لیتوستراتیگرافی علاوه بر تشابه سنگ شناسی می توان از موقعیت چینه شناسی طبقاتی که بطور منظم و مرتب روی یکدیگر قرار گرفته اند و همچنین روش چاه پیمایی نیز استفاده نمود.



تطابق سازندهای با سنگ‌شناسی مشابه به وسیلهٔ نمودارهای الکتریکی رسم شده از دو چاه مختلف



محدودیت های استفاده از واحدهای سنگی در تطابق:

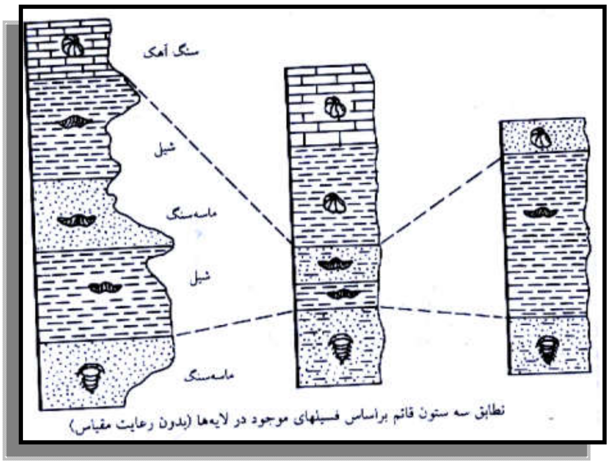
۱- رخساره های سنگی ممکن است در جهت جانبی تغییر یابند.
۲- یک واحد سنگی ممکن است در اثر پدیده های بعد از رسوب گذاری مانند دگرگونی دچار تغیر شود به گونه ای که شناسایی رخساره اولیه غیر ممکن شود.
۳- مرز واحدهای سنگی ممکن است در نقاط مختلف همزمان نباشد که در این حالت مرز واحدهای سنگی و واحدهای زمانی منطبق نیستند و همدیگر را قطع می کنند.

– تطابق بیوستراتیگرافی:

در این روش از مجموعه هایی فسیلی و یا حوادث زیستی برای برقراری تطابق لایه ها استفاده می شود.

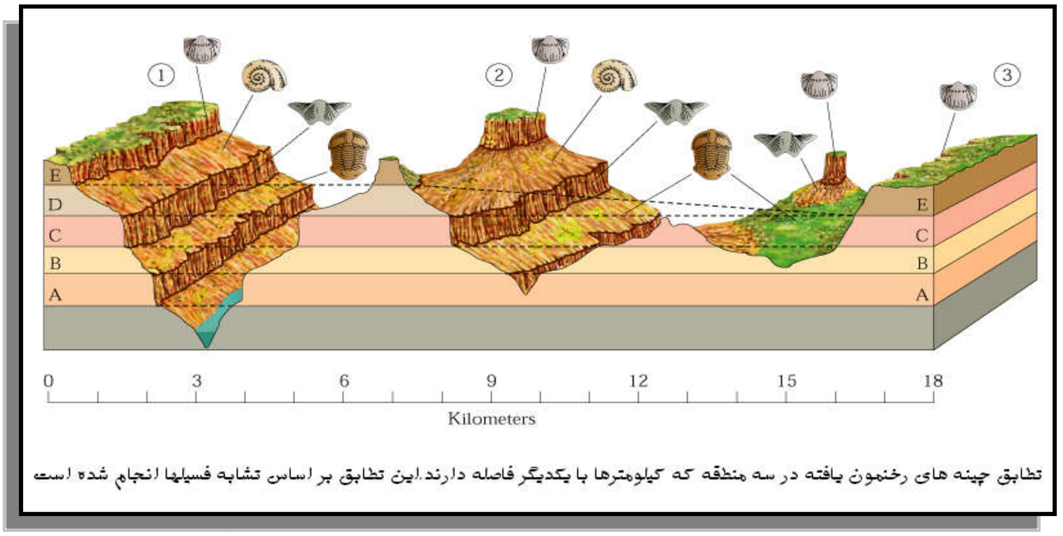
بهترین فسیل هایی که در انطباق به کار می روند فسیل های راهنما یا شاخص می باشند. در این روش می توان خطوط همزمان time line رسم نمود.

لازم به ذکر است که در تطابق بیوستراتیگرافی وقتی دو مجموعه فسیلی با هم تطبیق داده می شوند. الزامی وجود ندارد که مجموعه فسیل های دو گروه کاملاً با هم یکسان باشند و همچنین لزومی ندارد که ضخامت زون



تطابق سه ستون قائم براساس فسیلهای موجود در لایه‌ها (بدون رعایت مقیاس)

فسیل دار در همه جا به یک اندازه باشند. در شکل ضخامت و مجموعه فسیلی دو واحد تطبیق داده شده یکسان نمی باشد.



تطابق چینه های رخنمون یافته در سه منطقه که کیلومترها با یکدیگر فاصله دارند.این تطابق بر اساس تشابه فسیلها انجام شده است

محدودیت های استفاده از فسیل ها در انطباق:

۱- تفاوت در فرم های فسیلی در محیط در یک زمان خاص

۲- بعضی از موجودات فقط در قسمت خاصی از جهان زندگی می کنند و در دیگر نقاط جهان دیده نمی شوند.

۳- زمان ظهور یک موجود در نقاط مختلف سطح زمین در محیط های رسوبی همزمان نیست.

۴- تمامی واحدهای سنگی حاوی فسیل نیستند.

۵- فسیل های موجود در طبقات ممکن است خوب حفظ نشده باشند یا اینکه فاقد فرم شاخص باشند یا تعداد فرم های شاخص محدود باشد به گونه ای که عملاً استفاده از بایوزون ها در تطابق امکان پذیر نباشد.

۶- طول عمر گونه های فسیلی ممکن است دچار تغییر شود.

تطابق کرونوستراتیگرافی:

در این روش می توان انطباق را به صورت های مختلف انجام داد که برخی از آنها عبارتند از:
۱- استفاده از فسیل ها و پیدا کردن افق ها یا سطوح همزمان در مناطق مختلف یک حوضه.
۲- استفاده از روش های تعیین سن مطلق
۳- استفاده از تغییرات گسترده سطح دریا در مقیاس جهانی که تغییرات یوستاتیک (Eustatic) نامیده می شود.
که این تغییرات در اثر عواملی چون تغییر شکل حوضه های اقیانوسی، کاهش و افزاشی صفحات یخی و … صورت می گیرد که باعث پیشروی و پسروی آب دریاها می شود. نقطه شروع هر پسروی یا پیشروی، به عنوان یک نشانه زمانی در تطابق به کار گرفته می شود.
- تغییرات محلی سطح آب دریاها در برقراری تطابق در ستون چینه شناسی در یک منطقه محدود به کار می رود.
علاوه بر موارد فوق، می توان از ویژگی های ژئوشیمیایی و ژئوفیزیکی طبقات نیز در تطابق کرونوستراتیگرافی استفاده کرد.

مطالعات چینه شناسی در دو بعد صورت می گیرد:

الف) بعد زمان

ب) بعد مکان

الف) بعد زمان:

در محیط های رسوبی مختلف به استثنا محیط هایی که فرسایش بر رسوب گذاری غلبه دارد با گذشت زمان ضخامت رسوبات افزایش می یابد و به عبارت دیگر ضخامت رسوبات نماینده گذشت زمان می باشد.
در هنگام مطالعه طبقات از پایین به بالا، گذشت زمان یعنی مدت زمانی که طبقات شکل گرفته اند و همچنین ویژگی های سنگ شناسی، کانی شناسی، فسیل شناسی و ساختمان های رسوبی یا غیر رسوبی موجود در طبقات مورد توجه قرار می گیرند. این بعد از مطالعات چینه شناسی به عنوان مطالعه طبقات زمین در جهت قائم نامیده می شود.

ب) بعد مکان:

مطالعات چینه شناسی در مکان را مطالعه طبقات زمین در جهت افقی می نامند که به مطالعه تغییرات لیتولوژی رسوبات به صورت جانبی می پردازد و شامل مباحث مختلفی می باشد که عبارتند از:

- **پالئوژئوگرافی**: که هدف آن ترسیم خطوط جغرافیایی پی در پی و متوالی سطح زمین در مقاطع زمانی متوالی تاریخ زمین، از ابتدای پیدایش پوسته جامد زمین تا عصر حاضر می باشد.

- **پالئواکولوژی** که هدف آن تعیین نوع محیط های زیستی مختلف در دوره های متوالی گذشته است.

- **پالئوکلیماتولوژی** که هدف آن تعیین نوع اقلیم یا آب و هوای کره زمین و مناطق مختلف آن در مقاطع زمان متوالی در تاریخ زمین است.

- **تکامل موجودات زنده** که تغییرات و تحولات جانوران و گیاهان را در طول مقاطع زمانی تاریخ گذشته زمین بررسی می کند و علم چینه شناسی بدون اتکا به آن به هیچ یک از اهداف خود نمی تواند دست یابد.

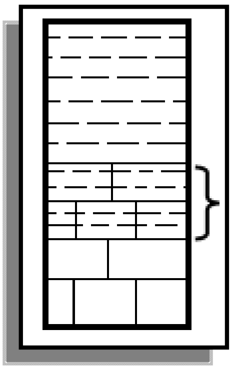
مطالعه رسوبات و طبقات در بعد زمان و مکان به بازسازی شرایط دینامیک حوضه (تشکیل چینه ها) کمک می کند. ویژگی های اصلی در چینه شناسی، خصوصیاتی می باشند که به کمک آنها یک طبقه از طبقات زیرین و بالایی خود تفکیک می شود، شکل ظاهری طبقات مشخص می گردد، گسترش جانبی آنها تعین می شود و نهایتاً شرایط تشکیل رسوبات را مشخص می سازد این صفات عبارتند از:
۱- لایه بندی ۲- نوع سنگ (لیتولوژی کلی) ۳- محتوی فسیلی ۴- ضخامت و تغییرات ضخامت ۵- مقاومت در مقابل فرسایش ۶- رنگ، بافت و ...

مقاومت طبقات در برابر تاثیر یکنواخت فرسایش بر همه سنگ ها به علت تغییر جنس سنگ ها متفاوت می باشد به گونه ای که سنگ های سست مانند شیل ها فرورفتگی ها و سنگهای مقاوم یا صخره ساز مانند آهک ها برجستگی ها را به وجود می آورند، این نوع فرسایش تفریقی یا دیفرانسیل (Differential Erosion) نامیده می شود.

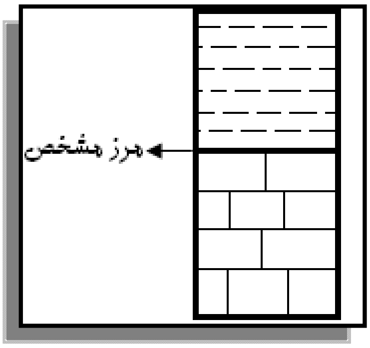
در بررسی یک سری چینه های رسوبی در جهت قائم، به سطوح صاف و گسترده ای که هر یک از چینه هایی که متوالیاً بر روی هم قرار گرفته اند را از چینه های زیرین و بالای خود جدا می کند سطوح چینه بندی (Stratigraphic joints or Bedding Planes or Stratigraphic Surface) گویند.

در طبیعت سطوح چینه بندی به دو صورت متفاوت دیده می شود:

- **سطوح چینه بندی همراه با پیوستگی رسوبی**: که در آنها تغییر از یک چینه به چینه بعدی با تغییر شارپ یا مشخص لیتولوژیک همراه نبوده و تغییر تدریجی می باشد. سری این چنین چینه ها را سری های پیوسته گویند (شکل زیر).



- **سطوح چینه بندی همراه با گسستگی یا انقطاع رسوبی**: که در آنها تغییر از یک چینه به چینه بعدی با تغییر شارپ یا مشخص لیتولوژیک همراه می باشد. در این حالت دو سطح چینه بندی کاملاً واضح و مشخص می باشند. سری این چنین چینه ها را سریهای گسسته می گویند.



ضخامت حد واسط در تبدیل تدریجی لایه ها به سرعت حادثه ای که باعث تغییر لیتولوژی می شود، بستگی دارد.

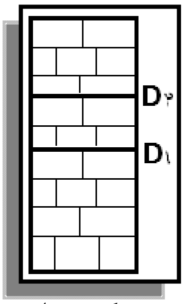
چند مثال از سطوح چینه بندی همراه با پیوستگی رسوبی:

- تبدیل و تحول چینه های مارنی به چینه های آهکی و بالعکس
- تبدیل و تحول چینه های ماسه سنگی به چینه های رسی و بالعکس
- تکامل دانه تدریجی رسوبات تخریبی در یک حوضه رسوب گذاری
- مورد رسوبات بین چینه ای (Interstrata): که به رسوباتی که معرف تغییر موقتی در شرایط رسوب گذاری حوضه هستند اطلاق می شود، به این رسوبات که به ضخامت چند میلی متر یا چند سانتی متر از رسوبات نرم و دانه ریز بین دو چینه هم جنس یافت می شوند پیوندهای چینه بندی (Joints of Stratification) نیز می گویند.

در سطوح چینه بندی همراه با گسستگی رسوب گذاری، مدت توقف رسوب گذاری ممکن است بسیار کوتاه و یا بسیار طولانی باشد در این فاصله زمانی، حوادث رخ داده غالباً بر روی سطح چینه بندی حاصله آثار و علائمی بر جای می گذارد که با مطالعه آن می توان به اهمیت این حوادث پی برد. آثار بر روی سطوح چینه بندی ممکن است مانند آثار ریپل مارک ها در سازند قم، کم اهمیت و محلی باشند و یا اینکه مانند دگر شیبی زاویه دار در رسوبات البرز مرکزی بین رسوبات ژوراسیک و کرتاسه گسترده با اهمیت باشند.

بر اساس اهمیت حوادثی که بر روی سطوح چینه بندی آثاری به وجود آورده اند. دو نوع سطوح چینه بندی همراه با گسستگی رسوبی قابل تشخیص می باشد که عبارتند از:

I– سطوح چینه بندی حاصل از گسستگی های رسوبی کوچک و کم اهمیت:



ویژگی های این سطوح عبارتند از:

- اغلب بر روی یک مقطع چینه شناسی به دفعات تکرار می شوند.
- در گستره جغرافیایی محدودی قابل مشاهده هستند.
- چینه های پایین و بالایی این سطوح از نظر جنس رسوبات تغییرات چندانی را نشان نمی دهند که نشان می دهد شرایط اصلی محیط رسوب گذاری در حوضه تغییرات زیادی را متحمل نشده است.

این سطوح در طبیعت به دو صورت کلی دیده می شوند:

الف) سطوح در مقیاس رخمون و مقیاس های محلی بدون تغییر شرایط رسوب گذاری در حوضه؛ این سطوح که صاف و مسطح بوده و گسترش جانبی آنها بسیار محدود می باشد و فاقد آثار و علایم نشان دهنده وقفه در رسوب گذاری اند. همچنین رسوبات در بالا و پایین این سطوح نا پیوستگی از نظر لیتولوژی یکسان می باشد و بر روی یک مقطع چینه شناسی بارها تکرار می شوند را دیاتسم (Diastem) گویند. این سطوح با فسیل های شاخص مشخص می شوند.

نامگذاری نشانه های سطوح چینه بندی:

مارک (Mark): به معنی نشانه و اثر می باشد و برای نشانه های اصلی و اولیه (Original markings) بکار می رود.
کاست (Cast): به معنی قالب می باشد و برای نشانه های روح سطوح چینه بندی زیرین که قالب گیری از نشانه های اصلی است به کار برده می شود.

ب) **سطوح در مقیاس محلی و منطقه ای همراه با تغییر شرایط رسوب گذاری در حوضه** تفاوت این سطوح با دیاتسم در این است که این سطوح ساده، منظم نبوده و دارای آثار و شواهدی می باشند که نشان دهنده حوادث و وقایعی است که در طول مدت توقف رسوب گذاری در حوضه رخ داده و پس سطوحی نامنظم می باشند. این آثار را نشانه های سطحی چینه ها (Surface Markings) می نامند. وضوح این آثار به نوع حادثه و زمان وقفه رسوب گذاری بستگی دارد.

* آثار روی سطوح چینه بندی حاصل از گسستگی های رسوبی کم اهمیت:

آثار روی سطوح چینه بندی را نباید با آثاری که بر اثر وزن رسوبات جدید و فشاری که از آن حاصل می شود و بر روی رسوبات قدیمی تر اثر می گذارد اشتباه نمود. نقش های سطوح چینه بندی در هنگام توقف رسوب گذاری حوضه ها به وجود می آیند در حالی که نقش های حاصل از وزن رسوبات، در جریان رسوب گذاری و همزمان با آن و در درون لایه های زیرین رسوبات تشکیل می شود و نه بر روی سطوح چینه بندی.

عوامل به وجود آورنده علایم و آثار بر روی سطوح چینه بندی:

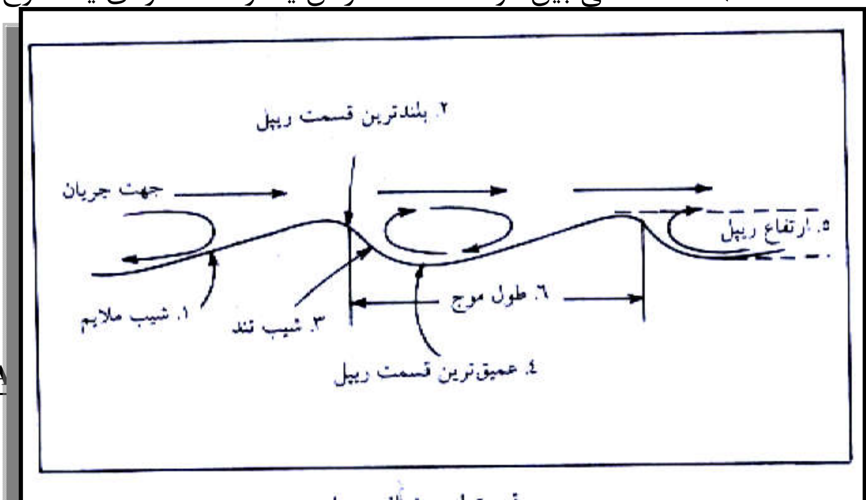
- انرژی امواج (در دریاها و دریاچه ها) بدون دخالت هر گونه جسم خارجی.
- انرژی جریان ها بدون نقش اجسام خارجی.
- انرژی حاصل از جابجای و حرکت اجسام خارجی بر کف حوضه.
- انرژی حاصل از وزن رسوبات جدیدتر بر روی سطوح چینه بندی قدیمی تر.
- انرژی حرارتی خورشید و اثرات تبخیر بر روی سطوح چینه بندی.
- انرژی حاصل از فعالیت های زیستی موجودات زنده.

۱) انرژی امواج (بدون دخالت جسم خارجی):

در محیط های آبی وزش باد بر سطح آب، باعث به حرکت درآمدن آب در جهت قائم می شود و به عبارت دیگر امواج را تولید می کند.

عواملی که در یک موج قابل تشخیص می باشند عبارتند از:

- خط الراس موج یا بلندترین قسمت ریپل (Crest): بالاترین نقطه ای که موج در حرکت خود به آن می رسد.
- گودی موج یا عمیقترین قسمت ریپل (Throgh): گود ترین نقطه ای که موج در حرکت خود به آن می رسد.
- ارتفاع یا دامنه موج (Amplitude): فاصله قائم بین نقطه خط الراس و نقطه گودی یک موج (H).
- طول موج (wave Length): فاصله افقی بین دو نقطه خط الراس یا دو نقطه گودی یک موج متوالی (L).



هر قدر از سطح دریا به عمق آب پایین برویم، به تدریج از طول موج و ارتفاع امواج و به عبارت دیگر از شدت عمل موج کم می شود. حداکثر عمقی که حرکت نوسانی- چرخشی ذرات آب در آن محسوس است اصطلاحاً The base of the wave قاعده موج نامیده میشود. هنگامی که منطقه نفوذ امواج با کف دریا مواجه می گردد، امواج دچار تغیراتی می شوند که عبارتند از:

- طول موج و سرعت امواج کمتر می شود.
- دامنه امواج افزایش می یابد.
- امواج از حالت تقارن خارج می شوند.
- در هنگام برخورد امواج به کف دریا- زمانیکه عمق متوسط دریا با دامنه امواج برابر می شود- امواج می شکنند و امواج معکوس به وجود می آیند و این امواج در کف دریا از ساحل به سمت دریا حرکت می کنند و بسته به انرژی موج بر روی رسوبات ساحلی ریپل مارک های متقارن را به وجود می آورند.

بنابراین بر اثر عملکرد امواج بدون دخالت اجسام خارجی بر روی سطوح چینه بندی همراه با گسستگی، ریپل مارک های متقارن یا ریپل مارک های موجی (نوسانی) Oscillation ripple marks به وجود می آید؛ که ابعاد این اشکالی کاملاً به ابعاد موج به وجود آورنده آنها بستگی دارد و در نامگذاری اجزای آنها از نامگذاری امواج استفاده می شود.

ارتفاع متوسط ریپل مارک های موجی ۵ تا ۱۵ میلیمتر و طول موج آنها ۳ تا ۱۲ سانتیمتر است و به ریپل مارک هائی با طول موج بیش از ۵۰ سانتیمتر مگاریپل مارک (mega ripple mark) گویند.

- اگر خط الراس کلیه ریپل مارک ها را به هم وصل کنیم یک خط قائم خواهد بود که بدان معنی است که با گذشت زمان محل ریپل ها ثابت بوده و جابجا شده اند.
- وجود خط الراس های فرعی بین قله های اصلی نشان دهنده تغییر در انرژی در زمان تشکیل ریپل مارک هاست.
- قالب این ریپل ها در سطوح چینه بندی زیرین را ریپل کاست نوسانی یا موجی گویند.

۲) انرژی جریان ها بدون دخالت جسم خارجی:

جریان های رودخانه ای، سیلابی، دریایی مربوط به منطقه ساحلی و منطقه جزر و مد، زیر دریایی، ساحلی و جریان های گلی و ... همگی می توانند بر روی سطوح چینه بندی نقش هایی به وجود آورند.

بطور کلی جریان ها به دو دسته تقسیم می شوند:

الف) جریان های آرام، ساده یا خطی (Laminar currents or Steady currents)

در این نوع جریان ها، رشته های آب به موازات همدیگر حرکت می کنند. حداکثر سرعت در قسمت های میانی است و به سمت کناره ها انرژی جریان کاسته می شود و در قسمت های حاشیه کمترین سرعت را جریان دارد.

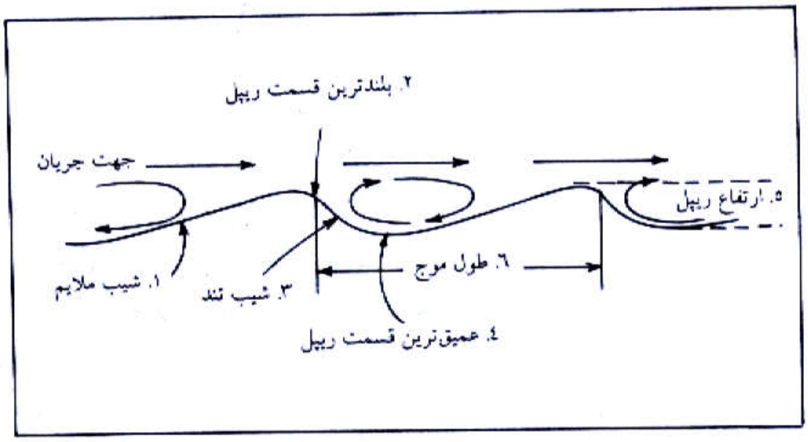
ب) جریان های غیر خطی، نا آرام یا آشفته (Turbulent currents or Unsteady current):

در این نوع جریان ها که جریان های متلاطم نیز نامیده می شوند. ذرات آب مسیرهای پیچیده ای را طی می کنند و به عبارتی رشته های آب به موازات یکدیگر حرکت نمی کنند.

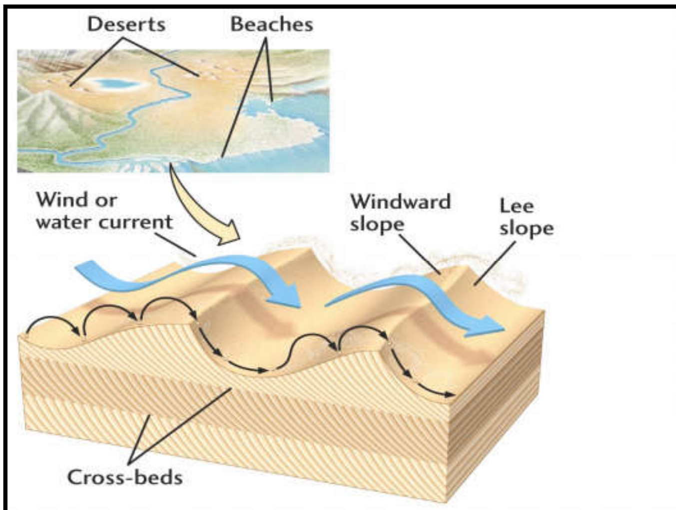
مهمترین آثاری که بر اثر جریان ها بدون دخالت اجسام خارجی به وجود می آیند ریپل مارک های جریانی (current ripple marks) و سل مارک ها (Sole marks) می باشند همچنین ریل مارک های جریانی (Current rill marks) نیز از نقوش مهم جریان ها می باشند.

- ریپل مارک های جریانی: ریپل مارک هایی که بر اثر جریان هایی مانند باد، رودخانه، سیلاب و جریان های مختلف دریایی تشکیل می شوند را ریپل مارک های جریانی می گویند که نا متقارن بوده و خط الرس آنها لبه تیز ندارد و دارای انحنای می باشد که به سرعت جریان بستگی دارد.

در ریپل مارک های جریانی، یالی که شیب کمتری دارد را Stoss side و یالی که شیب تندتر دارد را Lee side گویند که جهت جریان نیز از stoss side به lee side می باشد (شکل زیر).



قسمتهای مختلف ریپل



اگر در جهت قائم در چینه های زیرین سطح حاصل ریپل های نا متقارن مقطعی تهیه کنیم و خط الراس های ریپل ها را از جدید به قدیم (بالا به پایین) به هم وصل کنیم خط موربی بدست می آید که نشان می دهد با گذشت زمان ریپل ها به سمت جلو مهاجرت کرده اند. خط مایل بر خلاف جهت جریان تمایل دارد.

در مقیاس کلی مشخصات ریپل مارک ها، به ویژه ریپل های جریانی به عواملی زیر بستگی دارد:

- سرعت جریان هایی که آنها را به وجود آورده اند (مهمترین عامل).
- اندازه و قطر ذرات رسوباتی که تحت تاثیر جریان ها قرار می گیرد.
- تداوم یا تغییر جهت جریان.
- در محیط های آبی به عمق که ریپل ها در آن تشکیل یافته اند.

ریپل های جریانی از لحظه شروع به تشکیل می کنند که انرژی و سرعت جریان از آستانه معین تجاوز کند که قبل از این آستانه انرژی باد یا آب نمی تواند دانه های رسوب را جابجا کند.
با افزایش انرژی یا سرعت جریان طول موج و دامنه موج بیشتر می شود و ریپل مارک ها از هم باز می شوند و یک سری خط الراس های فرعی بین خط الراس های اصلی به وجود می آیند و با افزایش دوباره سرعت جریان (آستانه سوم) ریپل های فرعی از بین می روند. اگر سرعت جریان افزایش بیشتری یابد و از یک آستانه چهارم فراتر رود. ریپل مارک های تشکیل می شود که اولاً طول موج و دامنه آنها کاهش می یابد و ثانیاً ریپل ها لبه تیز تر و انحنای گودی آنها بیشتر می گردد. با بیشتر شدن انرژی جریان، ذرات جابجا شده و ریپل مارک ها از بین می روند.

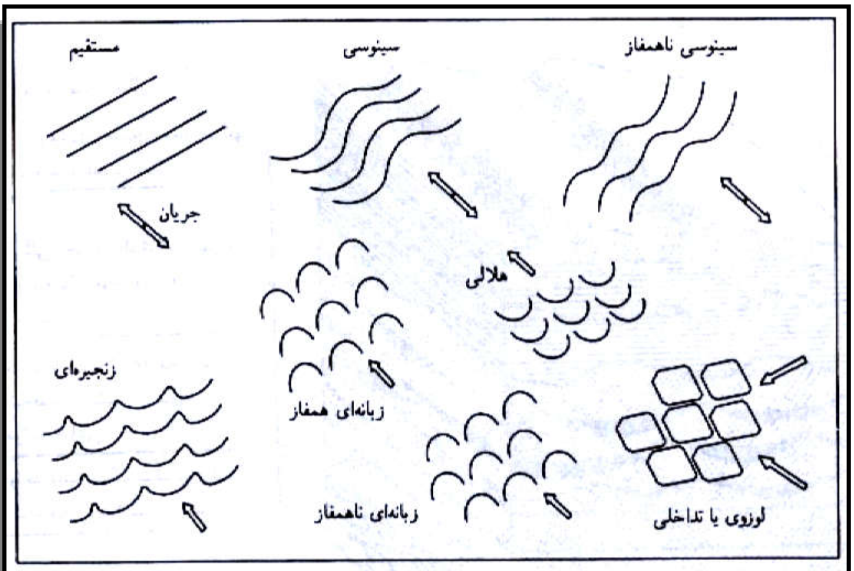
بنابراین با توجه به مشخصات و شکل ظاهری ریپل مارک ها می توان شرایط محیط رسوب گذاری را در زمان های وقفه و همچنین تغییر شرایط جریان را بازسازی کرد.

انواع خط الراس ریپل مارک ها:

- خط الراس های مستقیم و ممتد و کم و بیش طویل (Straight crest).
- خط الراس های ممتد و شاخه شاخه (Ramified crest).
- خط الراس های پیچ و خم دار (Sinuous crest).
- خط الراس بعضی دیگر از ریپل ها خمیده (Arched crest) یا هلالی (Lunate crest) می باشد که در این ریپل ها انحنا و خمیدگی ریپل ها یعنی تحدب آنها به طرفی است که جریان از آنجا می آید.

- خط الراس های زبانه ای شکل (Linguoid crest) که در آنها تحدب بر خلاف جهت جریان می باشد.

ریپل های هلالی و زبانی را اصطلاحاً Lobate ripple marks گویند.



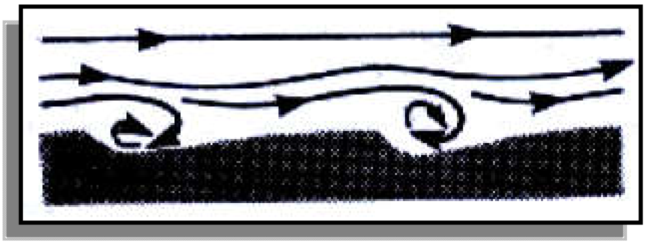
واژه‌های توصیف ستیغ موج نقشها در نمایش منظرهٔ بالایی آنها.

قالب ریپل مارک های جریانی بر روی سطح چینه بندی زیرین طبقه بالایی را ریپل کاست های جریانی گویند.

- هر لایه توسط دو سطح چینه بندی محاط می شود که به سطح چینه بندی زیرین Sole گویند و به آثاری که در سطح چینه بندی زیرین طبقه به وجود می آید Sole mark گویند.

- فلوت مارک ها یا ساختهای قاشقی شکل (Flute marks):

گودی ها یا شیارهایی می باشند که بر اثر جریان های آشفته و پر انرژی بر روی رسوبات نرم مانند رس و سیلت کف دریاها یا سواحل به وجود می آیند. اندازه آنها ۲ تا ۱۰ سانتیمتر و شکل آنها، منظره مخروط طویل و کشیده دارد که نوک تیز این مخروط نشان دهنده جهتی است که جریان می آید پس با استفاده از این آثار می توان جهت جریان های قدیمی را مشخص کرد.



قالب این آثار در روی سطح چینه بندی زیرین طبقه بالای فلوت کاست می باشد و معمولاً در مطالعات چینه شناسی کاست ها بیشتر دیده می شوند زیرا قابلیت حفظ شدگی بهتری دارند.



این شیارها ممکن است به صورت طبیعی خود به همان حال گود بر روی سطح چینه بندی بالایی حفظ گردند و یا اینکه گودی های توسط رسوبات دانه درشت تر پر شوند.

-فلوو مارک ها (Flow marks):

این آثار که غالباً بر روی سطح چینه بندی بالایی به صورت قالب Cast حفظ شده است شامل یک کانال کوچک می باشد که عموماً منظره نوک تیز و زاویه دار دارد و بر اثر فرسایش جریان آب بر روی سطح رسوبات زیر دریایی به وجود آمده است. تفاوت این آثار با فلوت مارک ها در اندازه آنها می باشد به گونه ای که فلوت مارک ها بزرگتر از فلو مارک ها می باشند. در این آثار جهت جریان از انتهای نوک تیز و باریک آثار به سمت انتهای پهن آن می باشد.

- سواش مارک (Swash marks):
تیغه های ماسه ای نازک در روی سواحل ماسه ای دریا جایی که امواج از بین می روند و آب به طرف دریا باز می گردد تشکیل می شود که به صورت منحنی می باشند و قسمت محدب آن به طرف خشکی است.

- اسکور مارک (Scour marks):
گاهی جریان آب، ضعیف تر و کم انرژی تر از آن است که بتواند نقوشی نظیر فلوت مارک و فلور مارک را به وجود آورد و فقط قدرت آنرا دارد که شیارهای بسیار باریک و کم عمق بر جای بگذارد که به آنها اسکور مارک گویند.

-توربوگلیف ها (Turboglyphs):
این آثار شیارهایی می باشند که توسط جریان های **توربیدیتی** بر روی دامنه های پر شیب زیر دریایی به وجود می آیند. شکل این آثار شبیه به فلوت مارک ها می باشد ولی از نظر ابعاد از فلوت مارک ها بزرگترند.

- ریل مارک های ساحلی (Coastal Rill marks):
در ساحل دریا حرکت آب باران و آبهای هرز سطحی بطرف دریا، بر اثر شستشوی رسوبات ساحل شبکه متراکمی از شیارهای فرسایشی به وجود می آورد که منظره شبکه درختی دارند که به آنها ریل مارک های

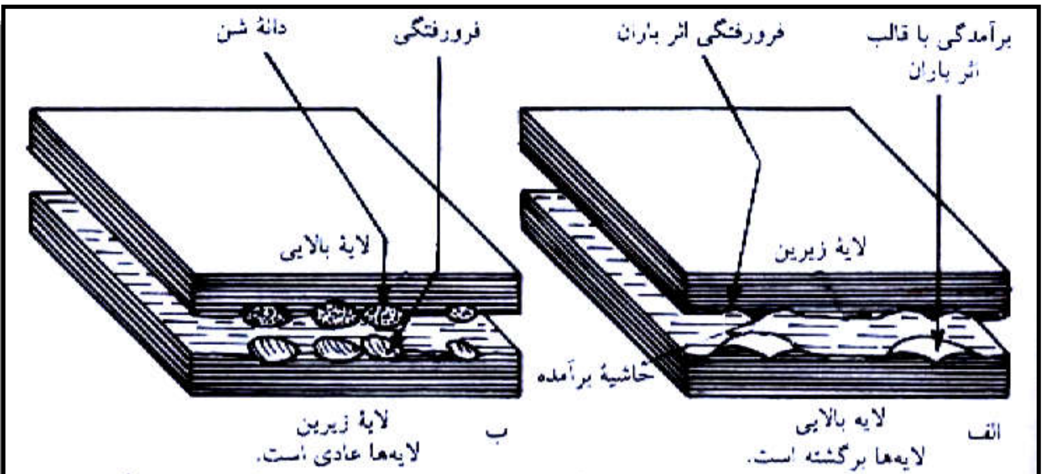
ساحلی و به قالب آنها ریل کاست های ساحلی گویند لازم به ذکر است که در این آثار جسم خارجی نقشی ندارد.

- نقش های انحلال (Solution marks):

برخی آبها به علت ترکیب خاص خود (دارا بودن CO_2 محلول) بر روی بعضی سنگ ها (عمدتاً آهک ها) قدرت انحلال ویژه ای پیدا می کنند و باعث ایجاد حفره هایی با ابعاد مختلف بر روی سطوح چینه بندی می شوند که به آنها نقش های انحلال گویند که با گذشت زمان بزرگتر می گردند این حفرات اگر به صورت شیارهای طویل باشند آنها را شیارهای انحلال (Solution grooves) گویند.

- نقش و قالب قطرات باران (Rain cast & Rain marks):

این آثار، گودی های کوچک دایره ای یا بیضوی بر روی زمین می باشند که در هنگام برخورد قطرات باران بر روی سطح رسوبات نرم به وجود می آیند. آثار باران را بر روی سطوح چینه بندی Rain impression و Spray print, Rain drop imprint نیز می گویند. حضور این آثار بر روی سطوح چینه بندی خروج حوضه های دریایی از زیر آب دریا و استقرار شرایط قاره ای و تحت اتمسفری را بجای آن ثابت می کند (شکلهای زیر).



فرورفتگی به وجود آمده توسط قطرههای باران و قالب آن. ب) فرورفتگی به وجود آمده توسط دانههای شن و قالب آن

- سطوح سخت شده (Hard graounds):

این آثار که بر روی تشکیلات رسوبی آهکی در اثر جریان های زیر دریایی به وجود آمده اند دارای ویژگی هایی می باشند که عبارتند از:

۱- بر روی این سطوح، سختی سنگ ها بسیار بیشتر از سختی سنگ های تشکیل دهنده چینه مربوطه است.

۲- حفره های انحلالی بر روی این سطوح فراوان اند.

۳- بر روی سطح سخت شده کنگلومرای ریز دانه که حامل عمل حفر جانوران حفار است یافت می شود که کلیه حفرات انحلال و سایر گودی های حاصل از ناهمواری های توپوگرافیک را پر کرده است.

۴- این کنگلومراها حفره های درون چینه ای را نیز پر کرده و باکت های کنگلومرایی کوچک و بزرگی را در درون چینه به وجود می آورد.

۵- بر روی این سطوح قشر سخت شده ای از جنس رسوبات صرفاً شیمیایی، ویژه مناطق دریایی از جنس فسفات، گلوکونیت، اکسید آهن و اکسید منگنز دیده می شود؛ و همچنین ندول های فراوانی از این مواد تشکیل می شود.

۶- بر روی این سطوح بقایای فسیل برخی از موجودات دیده می شود.

سطوح سخت نشده در تشکیلات آهکی چندین بار بطور مکرر و با فواصل نسبتاً منظم تکرار می شوند.

۳) انرژی حاصل از جابه جای و حرکت اجسام خارجی بر کف حوضه:

نیروی که موجب جابه جای اجسام در امواج و جریانها می شود همان انرژی این امواج و جریانهاست.

عواملی که در جا به جایی یک جسم خارجی دخالت دارند عبارتند از:

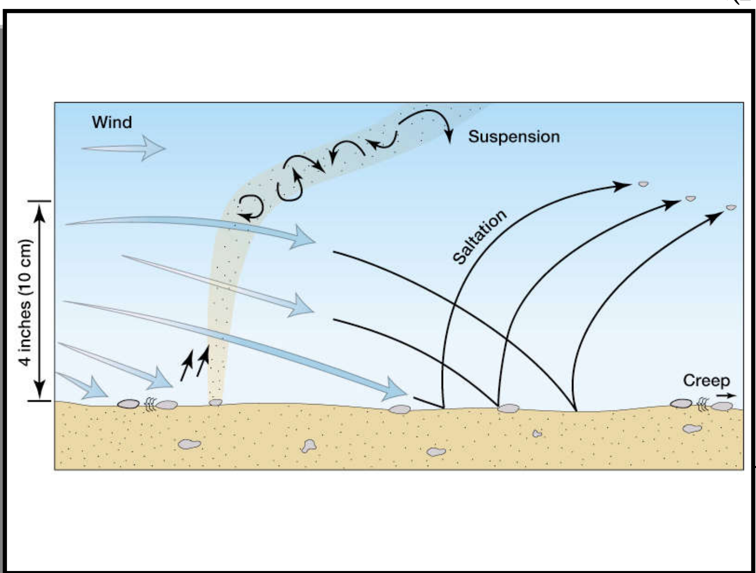
- انرژی و سرت جریان و موج.
- اندازه جسم خارجی.
- نوع بستر (درجه هموواری یا ناهمواری کف بستر که سبب کاهش یا افزایش اصطکاک در حمل مواد می گردد).
- شیب زمین ها و مقدار آبی که در جریان یا موج جا به جا می شود.
- گسترش، پهنا و عمق جریان.

دو طریق جا به جای ذرات و اجسام خارجی در اثر عملکرد امواج و جریانها:

۱- جا به جا شدن مواد محلول مانند نمک طعام و یا انحلال سنگ های آهکی

۲- جا به جا شدن مواد جامد که به روش های مختلفی انجام می پذیرد که عبارتند از:

- به صورت تعلیق (Suspention).
- به صورت لغزش یا خزش (Gliding or Creep).
- به صورت غلطیدن یا غلتش (Rolling).
- به صورت جهش (Saltation).
- به صورت ترکیبی از چند روش فوق



نقش هایی که از تاثیر جریان ها و امواج بر یک جسم خارجی بر سطوح چینه بندی تشکیل می شود به شدت وابسته به انرژی جریان است این انرژی از انرژی های ضعیفی که نمی تواند اجسام را جا به جا کنند شروع می شود و تا انرژی های قوی می رسد که اجسام را بر کف حوضه دچار جهش می کند.

الف) آثاری که در آن جسم خارجی بر اثر جریان ها و امواج کم انرژی حرکت نکرده است:

- **ریل مارک ها (Rill marks)**: این آثار زمانی به وجود می آیند که امواج دریا بر روی سواحل ماسه ای پیش می آیند و قبل از بازگشت موج اگر جسم خارجی در مسیر موج قرار گیرد و موج نتواند آنرا جا به جا کند، موج در برخورد با جسم خارجی به چند شاخه تقسیم می شود که هر شاخه با خالی کردن ذرات رسوبی موجود در پشت قلوه سنگ (جسم خارجی) مجاری باریک و پیچ و خم داری را بر روی سطح ماسه های ساحل حفر می کند حال اگر این آثار از بین نروند و توسط رسوبات بعدی پوشیده شوند به صورت فسیل باقی می مانند. به قالب این آثار بر روی سطح چینه بندی زیرین ریل کاست (Rill cast) گویند.

ب) آثاری که در آن جسم خارجی بر اثر جریان ها و امواج متوسط و پر انرژی جا به جا شده است:

برای آثاری که ناشی از حرکت یک جسم خارجی بر روی سطح چینه بندی می باشد اصطلاح کلی **تول مارک** (Tool mark) و تول کاست (Tool cast) به کار می رود.

انواع تول مارک ها با توجه به نوع حرکت جسم خارجی و ابعاد و شکل آن:

A) **تول مارک های لغزشی (Slide marks)**: این آثار ساده ترین نقش های گروه تول مارک ها می باشند که در اثر کشیده شدن یک جسم خارجی بر سطوح رسوبات کف حوضه به وجود می آیند که دو نمونه این تول مارک ها به قرار زیر می باشند:

۱- <u>گروو مارک ها (Groove marks)</u>: شیارهایی هستند که به صورت مختلف خطی و مستقیم، خمیده و یا هلالی شکل بر سطوح چینه بندی در اثر لغزیدن یک جسم خارجی به وجود می آیند. این آثار بیشتر به صورت کاست دیده می شوند که طبعاً حالت برجسته دارند، بر روی سطح زیرین چینه بندی قالب گیری می شوند.
این شیارها بر خلاف فلوت مارک ها و فلوو مارک ها، به صورت دو خط مستقیم و موازی می باشند. گودی آنها چند میلیمتر عرض آنها چند سانتی متر و طول شان تا چندین سانتیمتر می رسد آثار کوچکتر Striation marks را گویند. انتهای باز این شیارهای متوجه سمتی است که جریان از آنجا می آید پس انتهای بسته این آثار نشان دهنده جهت جریان می باشد.

گاهی اوقات شیارهای روی سطوح چینه بندی دیده می شود که به صورت خطوط مستقیم نمی باشد که این شیارها را Brush mark گویند مانند شیارهایی که بر اثر حرکت ریسه های جبلک های دریایی به وجود می آیند.

Chatter mark نیز که در محیط های یخچالی دیده می شود شیارهایی است که در اثر حرکت یخچال ها و همین طور اثر ذراتی که توسط یخچال ها جا به جا می شوند به وجود می آیند که توسط آنها می توان جهت جریان را مشخص نمود.

۲- دراگ مارکها (Drag marks): این آثار توسط جریان آشفته به وجود آمده اند و تفاوت آنها با گروو مارک ها در این است که شکل شیار به صورت خط مستقیم نمی باشد و ممکن است با افزایش شدت جریان جسم خارجی به صورت جهش جا به جا شده و از شیار خارج شود. معمولاً دراگ مارک ها از نظر ابعاد بزرگتر و مشخص تر از گروو مارک ها هستند. میکروگروومارک ها یا نقش های مخطط، گروومارک های نا منظم (Ruffled groove marks) و گروه مارک های جارو مانند (Brush marks) نیز از انواع گروومارک ها می باشند.

B) **تول مارک های غلتشی**: این آثار که بر اثر غلتیدن جسم خارجی روی سطوح چینه بندی به وجود می آیند را با اصطلاح کلی رول مارک (Roll mark) معرفی می کنند که به قالب آنها Roll cast گویند.

هر جسم خارجی که در درون یک جریان، روی کف حوضه غلت می زند، به ویژه اگر یک جسم طویل باشد، برخوردها متوالی و پی درپی را با رسوبات کف حوضه خواهد داشت و آثاری مانند دانه های تسبیح به دنبال هم به وجود خواهد آورد. حال اگر عامل به وجود آورنده رول مارک چرخش (Rotation) باشد مسیر می تواند نا منظم و یا در اکثر موارد یک مسیر مارپیچی باشد که چنین آثاری منطقی تر است که نقش های چرخشی (Rotation marks) نامگذاری شوند.

C) **تول مارک های جهشی (Saltation marks)**: این آثار بر اثر حرکت جهشی اجسام خارجی و برخورد متوالی آنها با سطح چینه بندی به وجود می آیند که با توجه به شکل جسم خارجی، جهش های منظم یا نا منظم آن، انرژی جریان و ... این نقش ها دارای اشکال متفاوتی می باشند.

برخی از این آثار عبارتند از:

- بونس مارک ها (Impact marks or Bounce marks): تول مارک های کم عمق و کوتاهی هستند که بر روی سطوح چینه بندی با فواصل کم یا زیاد نسبت به یکدیگر، به صورت گودال های متعددی که به صورت خطی قرار گرفته اند مشاهده می شود.

- پرود مارک ها (Prod marks): این آثار بر عکس بونس مارک ها در مواردی به وجود می آیند که یک جسم خارجی سخت و جامد در یک جریان حرکت جهشی کند و در هنگام فرود آمدن بر سطح رسوبات نرم و سست ضربه بزند. این آثار بر خلاف گودال های رول مارک ها نسبت به یکدیگر فاصله دارند.

- رینگ مارک ها (Ring marks): حالت ویژه ای از پرودمارک ها است که در آن جسم خارجی یک مهره استخوانی از ستون فقرات ماهیان می باشد که بر اثر جهش و فرود آمدن گودالی به وجود می آورد که در درون آن، طرف گودتر، جهتی را نشان می دهد که جریان از آنجا آمده است. در قالب این نقش ها نیز جهت جریان از سویی بوده که قالب ها برجستگی بیشتری را نشان می دهند. در رینگ مارک ها، هر یک از حفره ها یا گودال های حاصله را به علت شکلی که دارد یک حلقه (Ring) گویند.

- سکیپ مارک (Skip mark): از سری های خطی مارک های جهشی اند که بر اثر جهش های متوالی، متواتر و فاصله دار اما منظم اجسام خارجی و برخورد متناوب آنها بر روی رسوبات نرم کف حوضه ها به وجود می آیند. اثرات این آثار به صورت هلال های منظمی بر سطوح چینه بندی ثبت می گردد.

- مارک های تیغ ماهی (Herringbone mark) یا جناغی (Chevron mark): آثاری به شکل جناغ می باشند که پشت سر هم به صورت خطی منظم شده اند تصور می رود که نوک تیز جناغ به طرفی باشد که جریان از آنجا آمده است.

- مارک های Vibration: ردیفی خطی از گودی های هلالی شکل می باشند که پشت سر هم ردیف شده اند و کاملاً شبیه سکپ مارک ها می باشند با این تفاوت که تقعر و گودی هلال ها به طرفی است که جریان از آنجا می آید.



D) تول مارک های لغزشی- ریزشی:

هنگامیکه انرژی جریان بالارود علاوه بر جابه جایی اجسام خارجی، می تواند حجم قابل ملاحظه ای از مواد مختلف را از جای خود حرکت دهد مانند ریزش ها و لغزش های زیر دریایی بر روی شیب های زیر دریائی.

- خراش های لغزشی (Slip stratch): بر اثر ریزش های کوهستان، لغزش های دامنه ای، ریزش ها و لغزش های ساحلی و ریزش های زیر دریایی، بر روی سطوح چینه بندی آثاری به وجود می آید مانند شیارها، خراش ها و اثرات کشیده شدگی و ... که به مجموعه این نشانه ها Slip Stratch گویند.

- نقش های لغزشی- ریزشی (Slide marks): خراش ها و خط افتادگی های موازی و فشرده بر روی سطح رسوبات زیر دریایی ثبت شده اند این آثار بر اثر لغزش ها و ریزش ها بر روی دامنه ها و شیب های زیر دریایی ایجاد می شوند. این نقش های شرایط توپوگرافی محیط دریایی را که چینه ها در آن تشکیل شده اند را مشخص می کنند. این آثار از گروه مارک ها عریض تر، کم عمق تر و در کل دارای مقیاس بسیار بزرگتر می باشند.

- اولیستوگلیف ها (Olystoglyphs): حالت ویژه ای از ساخت های لغزشی- ریزشی که در لغزش های بین چینه ایجاد شده اند و هنگامی تشکیل می شوند که چینه های تخریبی دانه درشتی نظیر چینه های ماسه سنگی، سیلتی یا کنگلومرای بر روی چینه های گلی، رسی یا آهکی به صورت بین چینه ای و بین لایه ای لغزش کنند.

ج) نقش های حاصل از عملکرد تخریبی- رسوب گذاری دست جمعی مواد خارجی در جریان های پر انرژی

- چانل مارک (Channel mark):
آثاری می باشند که از طریق حفر کانال بر سطح رسوبات یا سطوح چینه بندی و غالباً پر شدگی مجدد آنها بر اثر نیروی جریان و موادی که در آنها حمل می شود بوجود می آیند. این آثار معمولاً کانال های طویلی اند که جریان های آبی، هنگامی که به مقدار کافی انرژی داشته و بتوانند مواد و سنگها و رسوبات زیر بنای خود را از جا کنده و مواد درشت دانه را نیز با خود حمل کنند به وجود می آورند. در این فرآیند مواد درشت دانه نظیر متدهای متعدد عمل حفر کانال را انجام می دهند.

مراحل تشکیل یک چانل مارک بر سطح چینه بندی بالایی:
- مرحله حفر کانال
- مرحله انباشتگی کانال
به بخش گود کانالی که اغلب در وسط آن می باشد محور کانال و کناره ها و حاشیه های آن را جناح های کانال گویند. در پر شدگی کانال ها مواد دانه درشت که باعث حفر کانال شده اند در محور ته نشین می شوند پس رسوبات این بخش نابرجا می باشند در صورتی که رسوبات نرم و دانه ریز جناح ها در جازا می باشند. چانل

مارک ها در محیط های مخروط افکنه و دشت های سیلابی به وجود می آید. در رسوبات مولاس که بعد از کوهزایی تشکیل می شوند فرسایش سریع و تغییرات آب و هوایی این پدیده را ایجاد می کند.
مرحله حفر و پر شدگی کانال (Cut & Fill) دارای اهمیت اقتصادی می باشد زیرا با توجه به تخلخلی که دارند می توانند به عنوان تله های نفتگیر معرفی شوند.
زمان تشکیل cut & fill: ۱- کوهزایی و تشکیل ارتفاعات ۲- تغییرات شدید آب و هوایی

۴) انرژی وزن رسوبات جدیدتر بر روی سطوح چینه بندی قدیمی تر:

نقش های وزنی (Load marks) و قالب های وزنی (Load cast): زوائد، برآمدگی ها و فرو رفتگی های رسوبی نسبتاً بزرگی اند که بدون داشتن جهت مشخص از درون چینه های بالایی به درون چینه های زیرین و بالعکس نفوذ می کنند و در سطوح چینه بندی تغییرات بزرگی را به وجود می آورند. این آثار همزمان با رسوب گذاری و بر اثر اختلاف قابلیت تراکم در قسمت های مختلف یک چینه با چینه زیرین یا چینه بالایی آن ایجاد می گردد.

۵) انرژی حرارتی خورشید و اثرات تبخیر بر روی سطوح چینه بندی:

ترک های گلی (Mud Cracks): یکی از مهمترین نقش هایی که بر روی رسوبات دانه ریز در حد رس و سیلت که تازه از آب خارج شده اند و یا اینکه در محیط های صحرایی بر اثر آب باران مرطوب شده اند، بر اثر تابش خورشید ایجاد می شوند ترک های گلی می باشند.
چون میزان رطوبت در سطح و عمق رسوبات متفاوت می باشد و حرارت نیز همین حالت را دارد، سطح رسوبات سریع خشک شده و ترک می خورد و شبکه ای نا منظم از ترک های گلی بر سطح ایجاد می شود. صفحات حاصل از ترک خوردگی را بر روی این سطح چند ضلعی های گلی می نامند.
بخش های سطحی را تا زمانی که صاف می باشند Flakes و اگر به صورت لوله مانند در آیند Chips گویند.
ترک های گلی نشاندهنده یک مرحله وقفه رسوب گذاری اند و از نظر محیط های رسوبی مناطق خشک و مناطق بین جزر و مدی را نشان می دهند.

۶) انرژی حاصل از فعالیت های زیستی موجودات زنده:

نقش های زیستی (Biologic marks): بر روی سطوح چینه بندی چینه های دریایی به ویژه آنهایی که در محیط های کم عمق دریایی تشکیل شده اند رد پاها و آثار فعالیت موجودات به فراوانی به چشم می خورد این آثار می تواند آثار حرکت، استراحت و یا حفرات عمود بر سطوح چینه بندی و یا موازی با آن برای جستجو غذا باشد. مثال هایی از این آثار عبارتند از:
- آثار زیستی به نام کندریت مربوط به تونل های تغذیه.
- آثار زیستی به شکل دانه های قهوه حاصل فعالیت سخت پوستان
- آثار زیستی به نام نرئیتس (Nereytes) مربوط به گاستروپودها.

- آثار متعلق به ردپای تریلوبیتها (کروزیانا).

- و ...

ایکنولوژی (Ichnology): بخشی از دیرینه شناسی که آثار موجود بر سطوح رسوبات امروزی را مطالعه می کند.

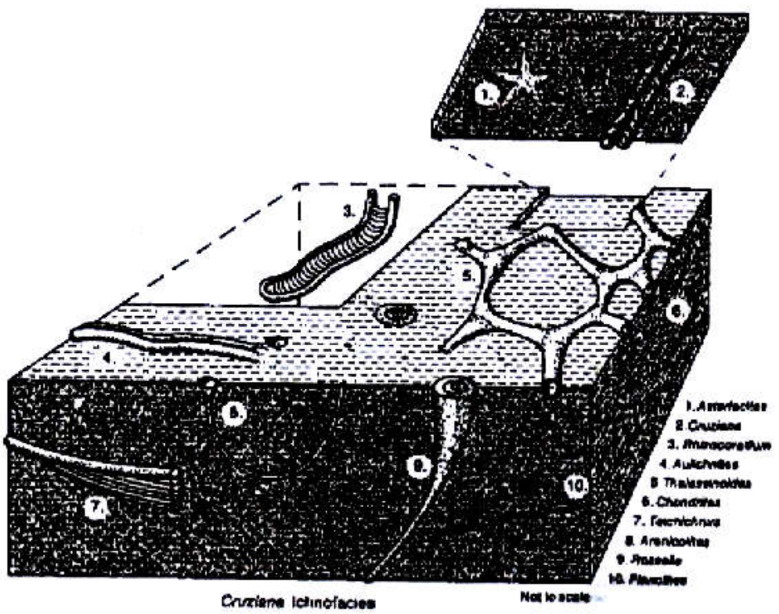
پالئوایکنولوژی (Palaeoichnology): به بررسی آثار فسیل شده آثار و ردپاها بر روی سطوح چینه بندی می پردازد.

اکولوژی: بخشی از زیست شناسی می باشد که ارتباط بین موجود زنده و محیط و بالعکس را بررسی می کند.

Trace fossil ها در بازسازی محیط های گذشته، عمق سنجی محیط رسوبی گذشته و شرایط بستر حوضه های رسوبی گذشته به کار می روند.

- اصطلاح کلی که بر ای حفراتی که به وسیله کرم ها به صورت عمودی در رسوبات حفر می شوند را، skolithos گویند.

- اصطلاح کلی برای آثار فضولات جانوران کوپرولیت coprolites می باشد.



نمایش تعدادی از اثر فسیل ها

نام	توصیف	طرز تشکیل
Cubichna	آثار استراحت	نقوش بدن جانوری که روی رسوبات نرم در حال استراحت است
Domichna	آثار سکونت	نقب ها و حفاری های احداث شده برای سکونت
Fodinichna	آثارتغذیه	علائم ایجاد شده توسط جانداری که در جستجوی غذا است
Pasichna	آثار چریدن	علائم ایجاد شده توسط جانداری که غذا از سطح رسوب جمع می‌کند
Repichna	آثار حرکتی	رد پاها و تریل های به جا مانده از جانوران متحرک
Fugichna	آثار گریز	آثار به جا مانده از جانورانی که پس از دفن زیر رسوبات به سوی سطح رسوب حرکت می کنند

طبقه بندی اثر فسیل ها براساس نحوه تشکیل آنها (Nichols, 1999).

ویژگی هایی که به وسیله آنها سطح فوقانی طبقات مشخص می گردد، به سه دسته تقسیم می شوند:

۱- ویژگی هایی که عمدتاً در سنگ های رسوبی دیده می شوند.

۲- ویژگی هایی که عمدتاً در سنگ های آذرین دیده می شوند.

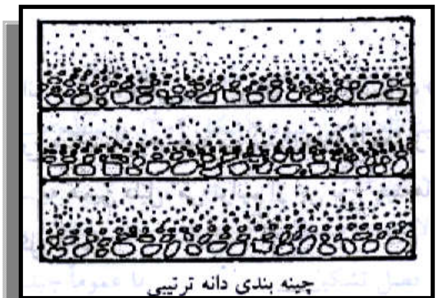
۳- ویژگی هایی که به فسیل های گیاهی و جانوری موجود در طبقات مربوط هستند.

- از ساختمان های ژئوپتال نیز در زمانی که طبقات به صورت برگشته دیده می شوند برای تعیین سطح فوقانی طبقات استفاده می شود.

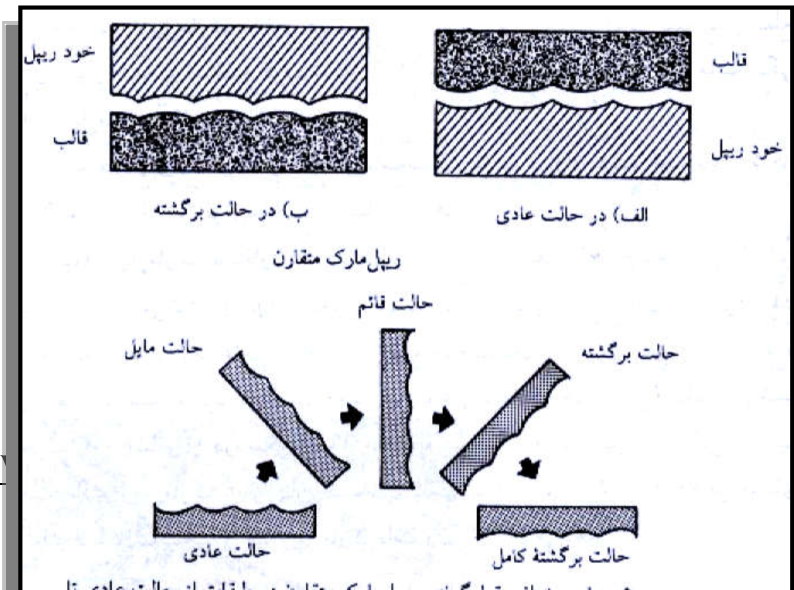
* ساختمان ژئوپتال (Geopetal Structure): در برخی منابع، ساختمانهایی که برای تعیین سطح فوقانی طبقات استفاده می شوند (مثل ریپل های متقارن، دانه بندی تدریجی و...) را ساختمانهای ژئوپتال می نامند.

۱- ویژگی هایی که در سنگ های رسوبی دیده می شوند:

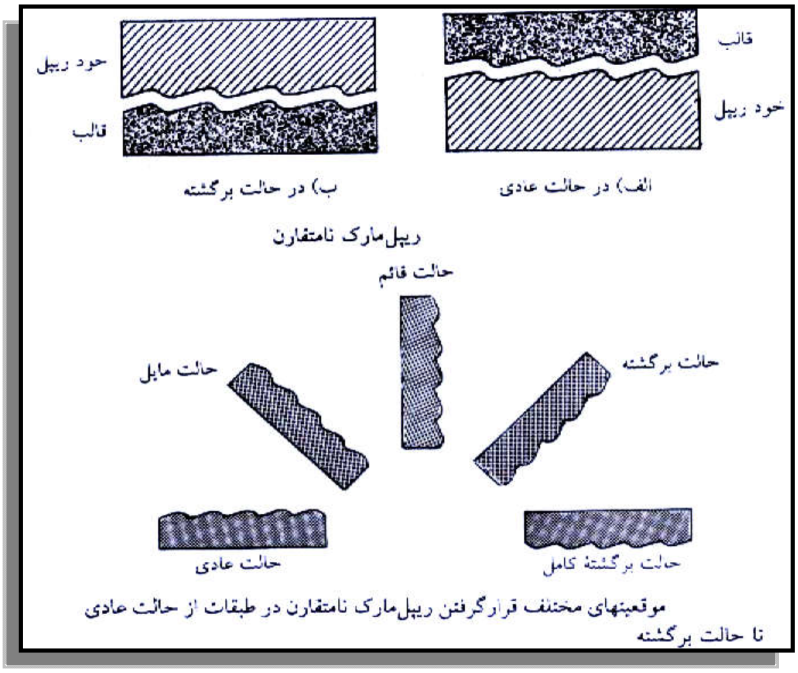
- **لایه بندی دانه تدریجی (Graded bedding)**: این ساختمان بیشتر در لبه قاره ها یا در حاشیه دلتاها و بطور کلی در جاهایی که شیب زیاد است و رسوبات انباشته شده بر اثر عوامل مختلف مانند وزن رسوبات به یک باره بر روی شیب حرکت کرده و رسوبات توربیدیته ایجاد می کنند، به وجود می آیند در این ساختمان ها ذرات درشت تر در زیر و ذرات ریز تر در رو قرار می گیرند.


چینه بندی دانه ترتیبی

- **ریپل مارک های متقارن (موجی)**: همیشه در ریپل مارک های متقارن قله (نوک تیز) نشان دهنده سطح فوقانی طبقه می باشد.



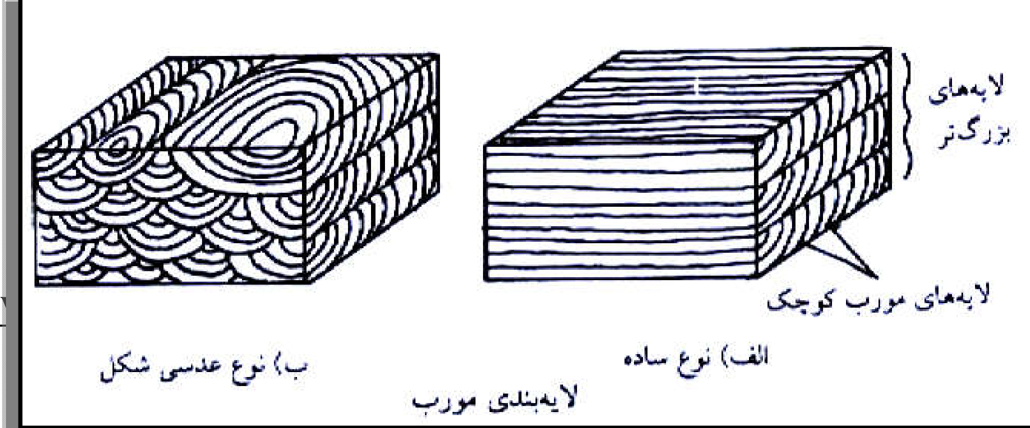
* ریپل نا متقارن (جریانی) به علت داشتن قله گرد شده برای تشخیص سطح بالا و پایین طبقات نمی توانند به کار روند. این ساختار جهت جریان های قدیمی را نشان می دهند. (در این ساختارها قالب و اثر ریپل مارک شبیه به هم هستند).



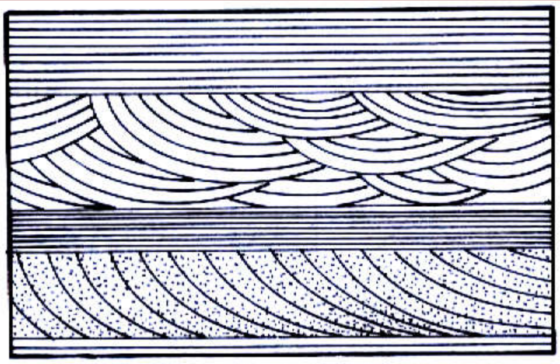
- **لایه بندی متقاطع (چلیپایی):** این ویژگی معمولاً در سنگ های ماسه ریز دانه و گاهی در سنگ های آهکی دیده می شود دارای مقیاس های متفاوتی بوده و حاصل عملکرد جریان آب، باد و تغییر در جریان این جریانات می باشند که از نظر شکل ظاهری به دو دسته تقسیم می شوند:

۱- ساده: که در اثر جریان آب یا باد که تغییرات چندانی ندارند به وجود می آید (که این خود به دو دسته ساده مفید و ساده غیر مفید تقسیم می شود).

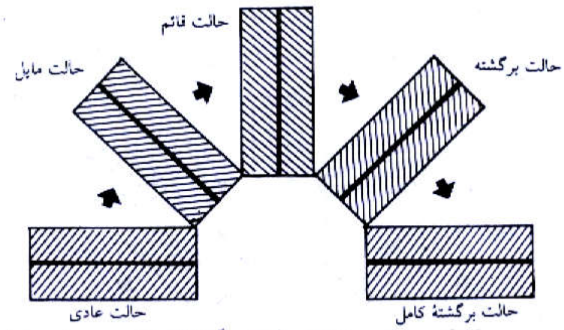
۲- عدسی شکل: که در اثر تغییر در جهت باد یا آب به وجود می آیند.



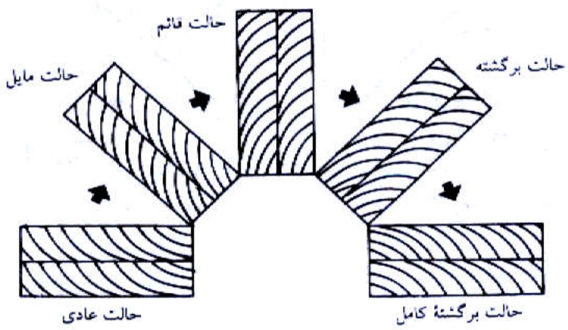
در تعیین سطح بالایی و پایینی طبقات از هر دو نوع (نوع ساده مفید+نوع عدسی شکل) استفاده می شود به گونه ای که در فرم های ساده (ساده مفید)، این لایه بندی سطح فوقانی طبیعت را با یک زاویه بزرگ قطع می کند و بر سطح پایینی مماس می باشد و در فرم های عدسی شکل، قسمت مقعر نشان دهنده سطح بالایی طبقه می باشد و قسمت محدب سطح زیرین طبقات را نشان می دهد. از فرم های ساده لایه بندی متقاطع می توان در تشخیص جهت جریان های قدیمی نیز استفاده کرد.



لایه‌بندیهای مورب و لایه‌های افقی در بالا و پایین آنها

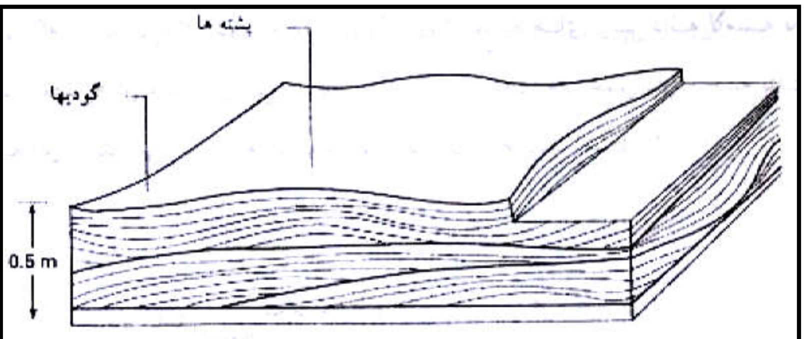


چگونگی چرخش و به شکل برگشته درآمدن لایه‌بندی مورب، نوع سادهٔ غیر مفید. چنانکه ملاحظه می‌کنید حالت عادی و کاملاً برگشتهٔ آن شبیه به هم است.



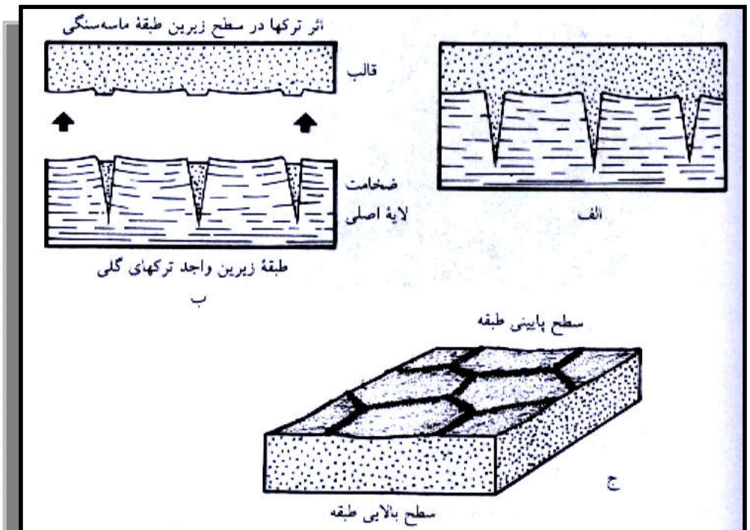
چگونگی چرخش و به شکل برگشته درآمدن لایه‌بندی مورب، نوع سادهٔ مفید

نوع خاصی از طبقه بندی مورب، نوع گودی و پشته ای (Hummochy and swaley cross stratification) می باشد که نشان دهنده وقوع طوفانها و محیط دور از ساحل می باشد (شکل زیر).



چینه بندی متقاطع گود و پشته ای

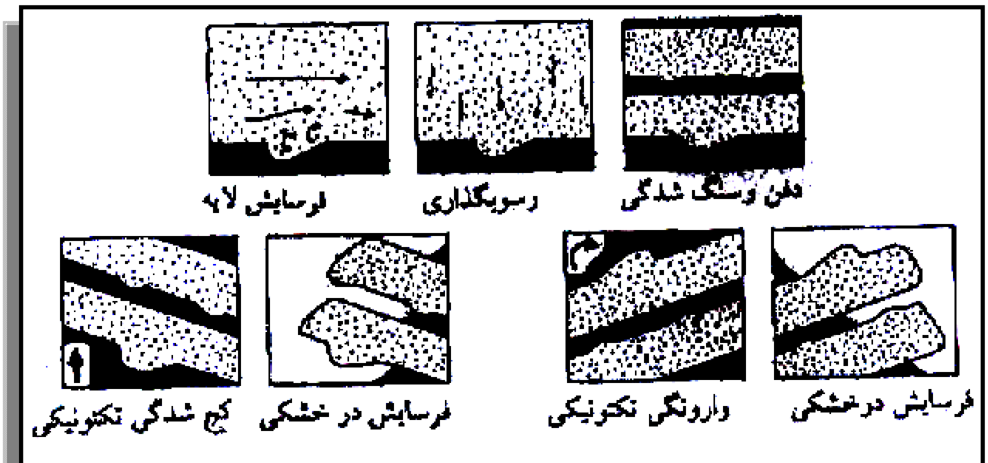
- **ترک های گلی**: در این ساختارها هر چه به سمت پایین رویم عرض شکاف کمتر می شود به گونه ای که در یک مقطع به صورت ۷ دیده می شوند. این فرورفتگی ها در سطح زیرین طبقه بالایی به صورت برجستگی دیده می شوند اما معمولاً حفظ نمی شوند اما آثار شان باقی می ماند و به ما در شناخت سطح فوقانی طبقات کمک می کند.



الف) برش عرضی ترکهای گلی و رسوبات ماسه‌ای پوشانندهٔ آن، ب) برش عرضی لایهٔ اصلی و قالب آن، ج) اثر ترکهای گلی در سطح زیرین طبقهٔ ماسه‌سنگی

- **آثار قطرات باران**: فرورفتگی های دایره پایین مانند روی سطح چینه بندی که اگر توسط رسوبات بعدی پر شوند در سطح زیرین طبقات بالایی صورت برجستگی دیده می شوند که به آسانی از بین می روند.

- **فلوت کاست ها (ساختمانهای قاشقی شکل)**: نشان دهنده سطح زیرین طبقه می باشند و همین طور جهت جریان را نیز نشان می دهند. این آثار جز سل مارک ها (sole marks) می باشند یعنی در سطح زیرین طبقه می باشند.

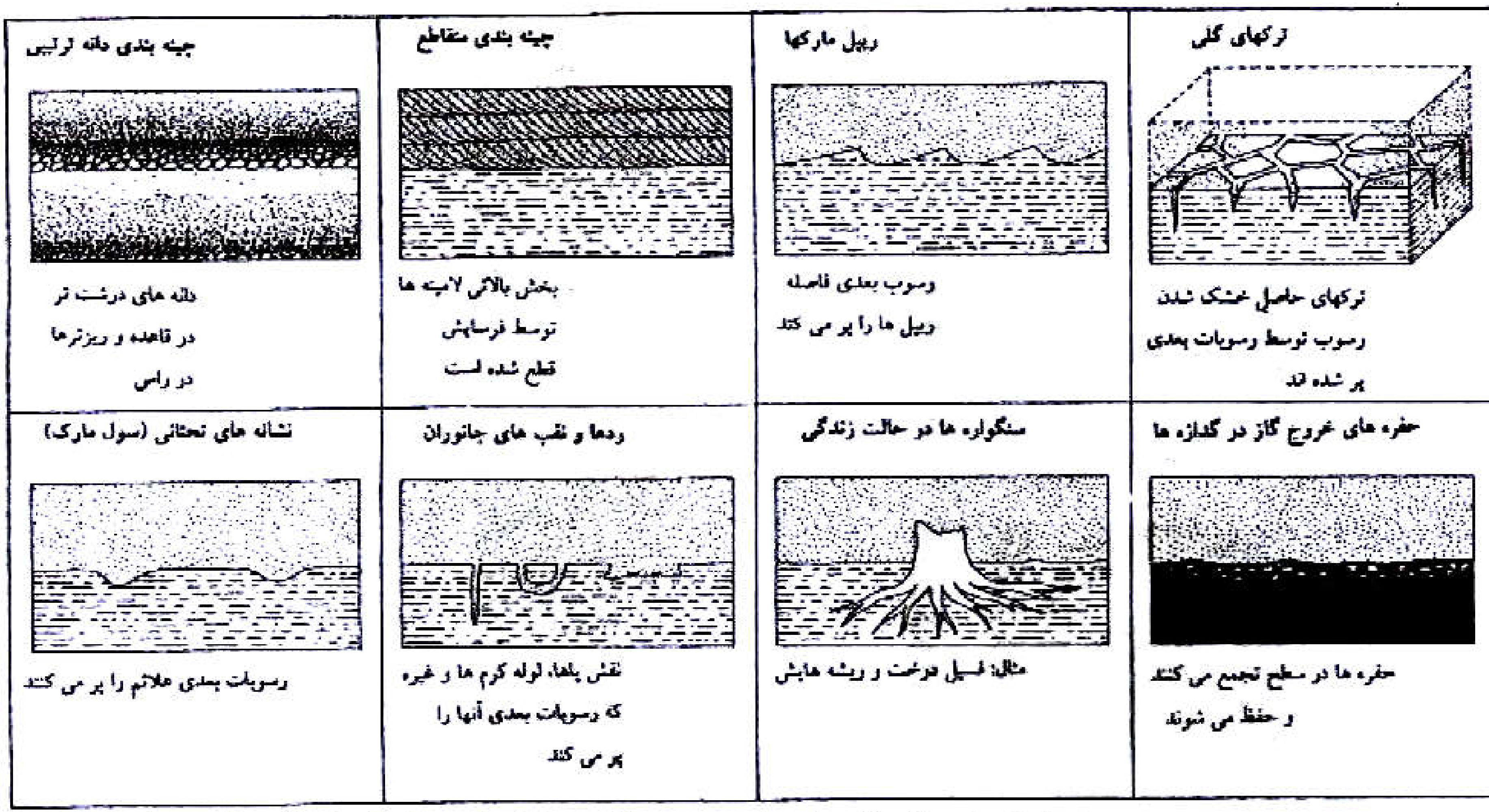


مراحل تکوین یک نشانه قاشقی و کاربرد احتمالی آن به عنوان معرف بالاسوی لایه (Collinson and Thompson, 1993).

- **قالب های وزنی**: از این آثار تا زمانی که ارتباط بین ندول و ساختمان برقرار می باشد، در تشخیص سطح بالایی طبقات استفاده می شود.
اگر فشار طبقات بالایی زیاد باشد و نفوذ ماسه ادامه یابد بخش هایی از این ماسه ها به صورت جداگانه در داخل رسوبات گلی زیرین قرار می گیرند در این حالت ساختمانی را ایجاد می کنند تحت عنوان ساختمانهای توپی بالشی ((Ball & Pillow Structure یا کنکرسیون های دروغین (Pseudonodules).

- **کنلگومراهای قاعده ای (بین سازندی)**: اگر بتوان ثابت نمود که این کنگلومراها از کنده شدن قطعاتی از طبقات زیرین خودشان به وجود آمده اند، می توان با استفاده از آنها سطح زیرین و فوقانی طبقات را مشخص نمود.

- **حفرات انحلال**: از این آثار نیز می توان در تشخیص سطح بالا و پایین طبقات استفاده نمود.
کلیواژهای شکستگی: در سنگ های رسوبی چین خورده کلیواژهای شکستگی معمولاً نسبت به شیب طبقات زاویه تند تری دارند و در حالتی که برگشتگی وجود دارد به عکس این شیب می باشد.
اگر کلیواژهای شکستگی در سنگ های چین خورده ای به وجود آیند که لایه بندی دانه تدریجی از خود نشان می دهند کلیواژ شکستگی حالت منحنی به خود می گیرد، در این دسته از سنگ ها کلیواژ شکستگی با سطح زیرین طبقه زاویه تندتری می سازد اما با سطح فوقانی طبقات زاویه کوچکتری ایجاد می کنند، انحنا (بخش محدب) کلیواژهای شکستگی در این نوع سنگ ها نشان دهنده سطح فوقانی طبقات است.



ساختارهایی که بالای لایه را نشان می دهند. گرچه مقیاس این ساختار ها متفاوت است ولی همگی سطح واقعی بالای لایه را نشان می دهد. اگر جایی آنها را وارونه دیدید باید بدانید نیروهای عظیم تکتونیکی توالی سنگی را واژگون کرده اند

۲- ویژگی هایی که اغلب در سنگ های آذرین دیده می شوند:

- **حباب هایی که در برخی از سنگ های آذرین وجود دارند**: در جریانات گدازه (گدازه هایی که غلظت کمی دارند) حباب هایی گدازه به سمت بالا حرکت می کنند بنابراین فراوانی حباب ها در یک گدازه می تواند نشان دهنده بخش فوقانی باشد این حباب ها همچنین ممکن است در اثر رسوب گذاری سریع و به تله افتادن هوا در بین آنها و یا در اثر تجزیه و تحلیل مواد آلی موجود در رسوبات، در رسوبات نیز به وجود آیند اما حفظ شدگی آنها به صورت فسیل بسیار نادر می باشد.

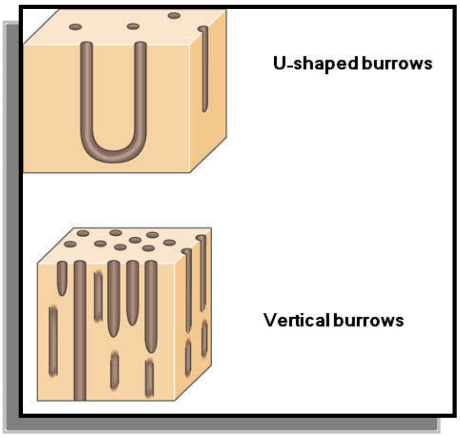
- **گدازه های بالشی (Pillow Lava)**: گدازه هایی به شکل قطعات تقریباً گرد می باشند که قطر آنها از ۳۰cm تا یک متر تغییر می کند. اگر این گدازه ها در بین سنگ های رسوبی باشند و هیچ ویژگی دیگر برای تشخیص سطح فوقانی طبقات در دسترس نباشد از آنها برای تعیین سطح فوقانی طبقات استفاده می شود.

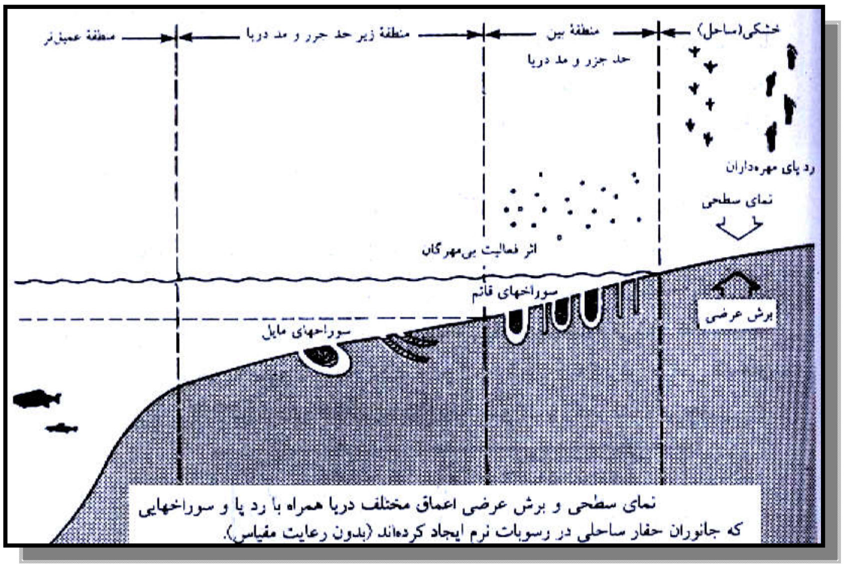
مشخصات گدازه های بالشی:
۱- سطح فوقانی این گدازه ها معمولاً صیقلی و محدب و قسمت های پایین به صورت مسطح است.
۲- گدازه های بالشی در قسمت های زیرین دارای زوایدی می باشند.
۳- اگر رسوبات زیرین آنها سخت نشده باشد وزن گدازه های بالشی باعث فشردگی رسوبات و ایجاد یک حالت موجی در آنها می نماید.
۴- گرمای این گدازه ها باعث پختگی رسوبات زیرین می شود.
۵-معمولاً درزهای ستونی که در منشورهای بازالتی دیده می شود در گدازه های بالشی هم دیده می شود که بیشتر در قسمت فوقانی می باشند. در قسمت های زیرین گدازه های بالشی این درزها یا وجود ندارند و یا اگر باشند خیلی خوب توسعه نیافته اند.
۶- رسوباتی که روی این گدازه ها قرار می گیرد معمولاً فضای بین گدازه ها را پر کرده و هیچ آثاری از پختگی در آنها دیده نمی شود.

۳- ویژگی هایی که به فسیل های گیاهی و جانوری موجود در طبقات مربوط هستند:

- از مرجان هایی که جهت رشد شان به سمت بالا می باشد می توان در تعیین سطح فوقانی طبقات استفاده نمود.

- از اثرات فسیلی مانند لوله های ایجاد شده توسط کرم ها نیز می توان در تعیین سطح فوقانی طبقه استفاده کرد. جهت باز شدگی این لوله ها به سمت بالا می باشد. (در مناطق کم عمق چون انرژی زیاد می باشد این لوله ها قائم اند و در اعماق حالت مورب دارند).



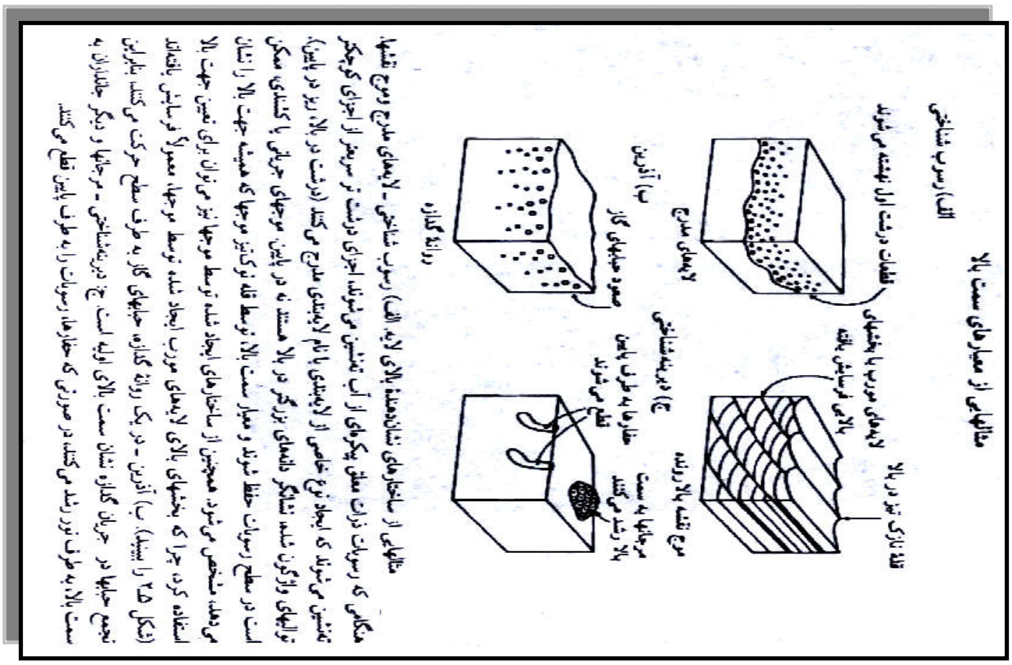


نمای سطحی و برش عرضی اعماق مختلف دریا همراه با رد پا و سوراخهایی که جانوران حفار ساحلی در رسوبات نرم ایجاد کرده‌اند (بدون رعایت مقیاس).

- نحوه قرارگیری کفه دو کفه ایها بر روی رسوبات نیز می تواند سطح فوقانی طبقات را نشان دهد به گونه ای که سطح محدب آنها نشان دهنده سطح فوقانی طبقه است زیرا در این حالت پایداری بیشتری دارند.

- تنه درختان فسیل شده که به صورت برجا در بین رسوبات دیده می شوند نیز برای تشخیص بخش های فوقانی طبیعت استفاده می شود.

- در دو کفه ایها با کفه های غیر هم اندازه، اگر در زمان حیات فسیل شوند، کفه با تحدب بیشتر سطح چینه بندی زیرین را نشان می دهد.



II– سطوح چینه بندی حاصل از گسستگی های رسوبی بزرگ و پر اهمیت:

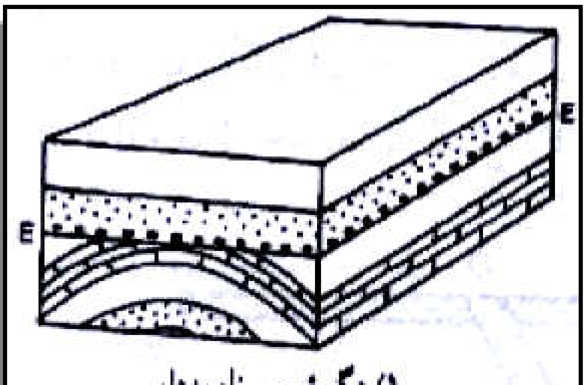
ویژگی های این سطوح عبارتند از:

- این سطوح بر خلاف گسستگی های کوچک، دارای گسترش جغرافیایی وسیعی بوده و ارزش منطقه ای یا فرا منطقه ای دارد.
- بر خلاف سطوح چینه بندی با وقفه های کوتاه مدت که در یک مقطع چینه شناسی به تناوب تکرار می شوند، این سطوح در یک مقطع قائم غالباً محدود و در اکثر موارد منحصر به فرد هستند.
- این سطوح معمولاً سطح چینه بندی منظمی را به وجود نمی آورند زیرا در ایجاد این گسستگی ها غالباً یک مرحله خروج از آب، یک مرحله فرسایش قاره ای و یک مرحله پیشروی مجدد دریا دخالت دارد.
- گسستگی های بزرگ و پر اهمیت، اغلب بصورت نا پیوستگی های مختلف ظاهر می شود.
- در امتداد این سطوح چینه بندی گم شدگی های زمان زمین شناسی و به تبع آن نبودهای چینه شناسی مهم دیده می شوند.

گسستگی ها یا ناپیوستگی ها به طور کلی به چهار دسته تقسیم می شوند که از لحاظ فرآیند تشکیل، پارامترهای به وجود آورنده آنها، گستردگی و زمان گمشده در امتداد آنها با یکدیگر تفاوت دارند. این نا پیوستگی ها عبارتند از:

۱– ناپیوستگی زاویه دار یا دگرشیبی (Angular Unconformity):

مهمترین و ساده ترین نا پیوستگی در چینه شناسی می باشند که به آسانی تشخیص داده می شوند (معیار تشخیص: وجود دوسری لایه بندی در بالا و پائین سطح ناپیوستگی با شیب متفاوت).



۱) دگرشیبی زاویه‌دار

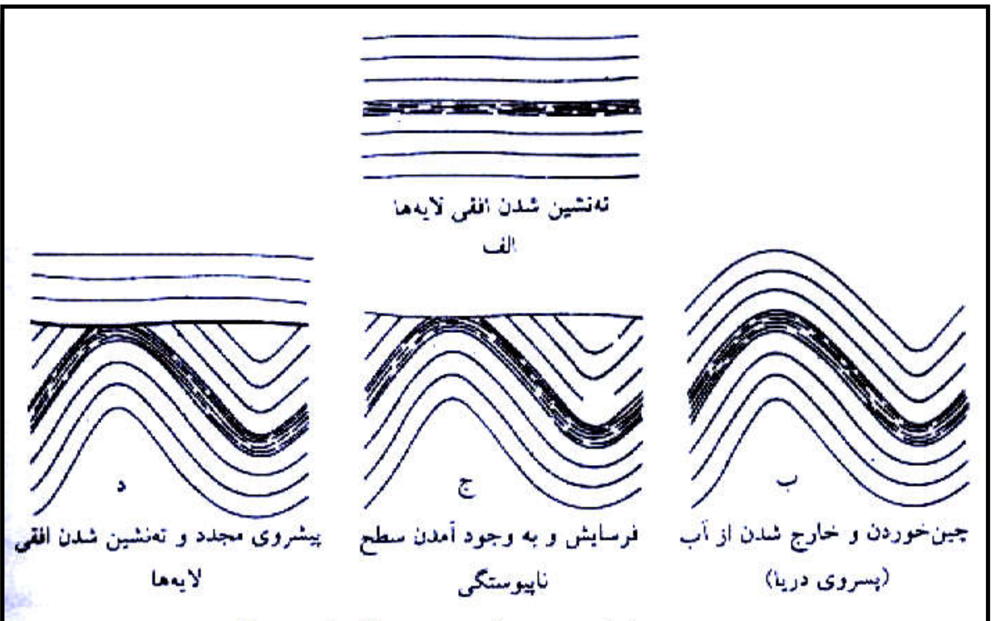
در تشکیل آنها چهار مرحله قابل تشخیص می باشد:

الف انجام رسوب گذاری به صورت طبیعی و ایجاد چینه ها به حالت افقی یا نزدیک به افقی.

ب)رخداد یک فاز کوهزایی تا تکونیکی مهم که باعث خروج رسوبات از آب و چین خوردن آنها می شود که ارتفاعات را تشکیل می دهند.

ج) عملکرد فاکتورهای تخریب و فرسایش که دراین مرحله ممکن است حوضه های کوچکی به صورت بسته و محصور بین ارتفاعات به وجود آید که به آنها حوضه های بین کوهستانی گویند. موادی که از تخریب ارتفاعات به وجود می آید در داخل این حوضه ها و یا در پای دامنه ته نشین می شوند.

د) با پیشروی مجدد دریا، فرسایش خاتمه یافته و رسوب گذاری بر روی سطح چینه بندی آغاز می گردد.



مراحل به وجود آمدن ناپیوستگی از نوع دگرشیب

- حتماً پیشروی دریا را نداریم و ممکن است رسوباتی با منشا قاره ای روی این سطوح را بپوشاند.

با توجه به مدت زمان عملکرد فرسایش قاره ای ۳ نوع سطح چینه بندی در یک نا پیوستگی زاویه دار وجود دارد:

۱- نا هموارى فسيل (Palaeo relief): در این حالت مدت زمان فرسایش و تخریب قاره ای به حدی نبوده که بتواند ارتفاعات به وجود آمده را مسطح نماید بنابراین در زیر سطح ناپیوستگی زاویه دار، عوارض توپوگرافی با مورفولوژی متنوع و با گسترش جغرافیایی بزرگ وجود دارد.

۲- پدی پلین (Pediplain): در این حالت عوامل تخریب و فرسایش نسبت به حالت اول مدت زمان بیشتری عملکرد داشته اند و باعث تخریب طبقات شده و سطح شیب داری را به وجود آورده اند این سطح نیز مانند نا هموارى فسيل دارای گسترش منطقه ای می باشد.

۳- پنه پلین (Pene plain): اگر زمان وقوع فرسایش قاره ای به حدی باشد که بتواند منطقه ای را کاملاً مسطح نماید به مرحله می رسیم که اصطلاحاً پنه پلین یا تسطیح نهایی نامیده میشود. این پدیده در زمین شناسی تاریخی عمومیت و کلیت ندارد و فقط در مناطقی که از نظر زمین شناسی پایدارند و در مدت زمان

های طویل از آرامش کلی برخوردارند مشاهده می شوند مانند سپرهای دوره پر کامبرین که از همان زمان تا کنون در آرامش بسر می برند.
در هر سه مرحله همانطور که مشاهده شد شیب طبقات که بر روی سطح چینه بندی تشکیل شده اند با شیب طبقات چین خورده ای که در زیر این سطح قرار دارند مطابقت ندارد و همیشه در بین آنها زاویه ای وجود دارد.

نکاتی که در مورد ناپیوستگی زاویه دار باید به آنها توجه کرد عبارتند از:

الفناپیوستگی زاویه دار همیشه بین دو تشکیلات دریایی نیست بلکه صورت های مختلفی می تواند وجود داشته باشد:

۱- طبقات بالا و پایین سطح نا پیوستگی هر دو رسوبات دریایی باشند مانند سازند لار و تیز کوه در البرز.
۲- چینه های زیر دگر شیبی قاره ای و چینه های رویی آن دریایی باشد مانند بخش های از ایران مرکزی که رسوبات قاره ای سازند قرمز زیرین توسط رسوبات دریایی سازند قم پوشیده شده اند.
۳- چینه های زیر دگر شیبی دریایی و چینه های رویی آن قاره ای باشد مانند دشت تهران که رسوبات دریایی سازند کرج توسط رسوبات قاره ای سازند هزار دره پوشیده شده اند.
۴- طبقات بالا و پایین سطح نا پیوستگی هر دو رسوبات قاره ای می باشند مانند پوشیده شدن سازند هزار دره توسط رسوبات قاره ای سازند کهریزک در دشت تهران.

بـدگر شیبی زاویه دار با پدیده های مشابه آن اشتباه نشود. برخی از این پدیده ها عبارتند از:

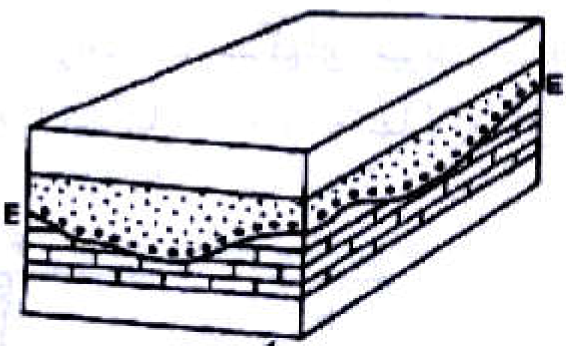
- چینه بندی متقاطع (Cross bedding): عامل ایجاد این پدیده جریان های آشفته در حوضه های کم عمق می باشد و هیچ فاز تکتونیکی یا کوهزایی در ایجاد آن دخالت ندارد.
  چینه بندی مورب فاقد آثار فرسایشی و قطعاتی از طبقات زیرین می باشد.

- تورق یا شیستوزیته (Schistosity): مخصوصاً هنگامی که با لایه های چینه بندی به صورت مایل یا زاویه دار قرار گیرد.
- گسل یا جابه جایی طبقات به صورت جانبی: در اثر فعالیت گسل زمین های دو طرف گسل خرد شده و تحت تا ثیر حرارت سایش برش گسل یا میلونیت به وجود می آید که راهنمای خوبی برای تشخیص گسل می باشد. اگر در طبقات بالایی نا پیوستگی قطعاتی از طبقات زیرین باشد. مربوط به دگر شیبی زاویه دار هستند نه گسل.
- لغزش رسوبات (Slumping): لغزش رسوبات بر اثر وزن شان در حوضه رسوبی باعث ایجاد چین خوردگی های موضعی می شود که با توجه به محلی بودن، عدم وجود سطح فرسایش و قطعاتی از طبقات زیرین از ناپیوستگی زاویه دار قابل تشخیص می باشند.

اختلافی که در زاویه بین طبقات پایین و بالای سطح نا پیوستگی وجود دارد به شدت چین خوردگی طبقات وابسته می باشد به گونه ای که هر چه شدت چین خوردگی بیشتر باشد اختلاف زاویه بین طبقات زیرین و بالای سطح نا پیوستگی بیشتر است.

۲- ناپیوستگی فرسایشی یا همشیب (چینه شناسی یا غیر زاویه دار) Disconformity:

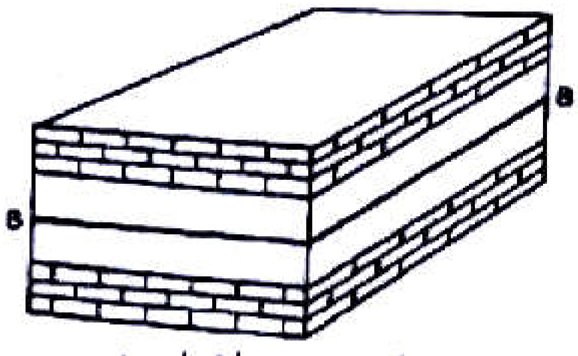
در این نوع نا پیوستگی بر خلاف ناپیوستگی زاویه دار، اختلاف شیب در طبقات بالا و پایین سطح نا پیوستگی وجود ندارد به عبارت دیگر طبقات با یکدیگر هم شیب هستند. وجود یک سطح فرسایشی (یک سطح نا هموار و با فراز و نشیب های زیاد) در این ناپیوستگی، یک ویژگی مهم می باشد. عامل ایجاد این نا پیوستگی حرکات خشکی زایی (حرکات قائم طبقات، بدون چین خوردگی که باعث خروج طبقات از آب و فرسایش آنها می شود)، می باشد.



۲) ناپیوستگی همشیب

۳- ناپیوستگی موازی یا پیوسته نما یا نا مشخص (Paraconformity or Obscured):

در این نوع ناپیوستگی طبقات بالا و پایین ناپیوستگی موازی بوده و اختلاف شیبی ندارند و هیچ نوع آثاری از فرسایش در امتداد سطح ناپیوستگی دیده نمی شود. فقط طبقات بالا و پایین سطح چینه بندی اختلاف نسبی قابل توجهی دارند.

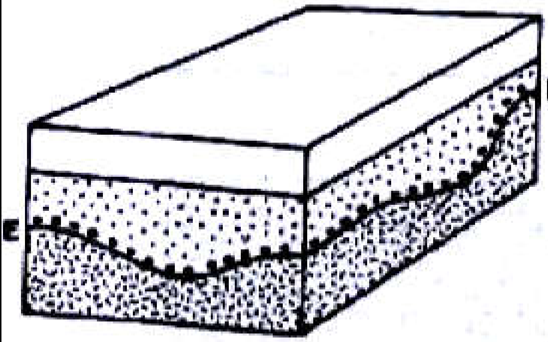


۴) پیوسته نما (دیاستم)

برخی نحوه تشکیل این نا پیوستگی را به عملکرد حرکات آرام و تدریجی اپیروژنیک نسبت می دهند و معتقدند با دنبال کردن پاراکانفورمیتی ها می توان به دگرشیبی ضعیف بین چینه های زیرین و چینه های بالایی پاراکانفورمیتی رسید.
برخی نیز معتقدند این سطوح در مناطقی تشکیل می شوند که رسوبات از آب خارج نشده اند و فرسایش نیافته اند و فقط رسوبات بر اثر جریانات از بین رفته است به عبارت دیگر رسوب گذاری و فرسایش با هم برابرند.
تشخیص این نا پیوستگی بسیار مشکل می باشد و به قدرت تفکیک فسیل ها بستگی دارد. اگر وقفه زمانی که در امتداد این سطوح رخ داده است طولانی باشد از اصطلاح پاراکانفورمیتی و اگر کوتاه باشد از اصطلاح دیاستم استفاده می شود.
نام دیگر نا پیوستگی موازی، نا پیوستگی عدم رسوب گذاری (Nondepositional unconformity) می باشد.

۴– نانکانفرمیتی (Nonconformity or Hetrolithic):

این نوع ناپیوستگی در سطح زمین به آسانی تشخیص داده می شود زیرا زمانی مشاهده می شود که در زیر سطح چینه بندی سنگ های آذرین یا دگرگونی (بدون چینه بندی بسیار در هم و پیچیده) و بر روی آن سنگ های رسوبی (دارای چینه بندی واضع) قرار داشته باشد.



۳) ناپیوستگی آذرین پی

نکته: در جهت ضعیف شدن تدریجی شدت کوهزایی اگر پیش رویم به ترتیب با ناپیوستگی های زاویه دار، زاویه دار کم زاویه، دیسکانفرمیتی و پاراکنفرمیتی مواجه می شویم.

شواهد مورد استفاده در تشخیص نا پیوستگی ها در روی زمین:

الف) شواهدی که با سنگ های رسوبی ب) شواهد فسیل شناسی ج) شواهد مربوط به زمین شناسی ساختمان

الف) شواهد در سنگ های رسوبی:

۱- **کنگلومرای قاره ای**: معمولاً در ناپیوستگی ها بویژه در ناپیوستگی زاویه دار در روی سطح ناپیوستگی برش (قطعات گوشه دار) یا **کنگلومرا** (قطعات گرد شده) وجود دارد که برخی از این قطعات به زیر سطح نا پیوستگی تعلق دارند.

۲- **وجود قطعات فسفاتی شده و یا طبقاتی که در آنها منگنز فراوان وجود دارد،** این قطعات یا طبقات به دلیل هوازدگی و فرسایشی که بر روی طبقات سطح ناپیوستگی رخ می دهد، به وجود می آیند.

۳-وجود سطح فرسایش.

۴-**تغییرات سریع لیتولوژیک**؛ که در نانکانفرمیتی خیلی مشخص است.

۵- **وجود بعضی از رسوبات خاص** مانند لاتریت و بوکیست که نشان دهنده یک مرحله زوج از آب و قرار گرفتن رسوبات در طرفین فرسایش هستند.

۶-**خاک های قدیمی (Paleosol)**: هنگامی که رسوبات از آب خارج می شوند عوامل فرسایش باعث به وجود آمدن یک قشر خاک با ضخامت کم در بالاترین قسمت رسوبات می شود. وجود این پدیده در بین یک توالی سنگی می تواند نشان دهنده یک مرحله خروج از آب باشد.

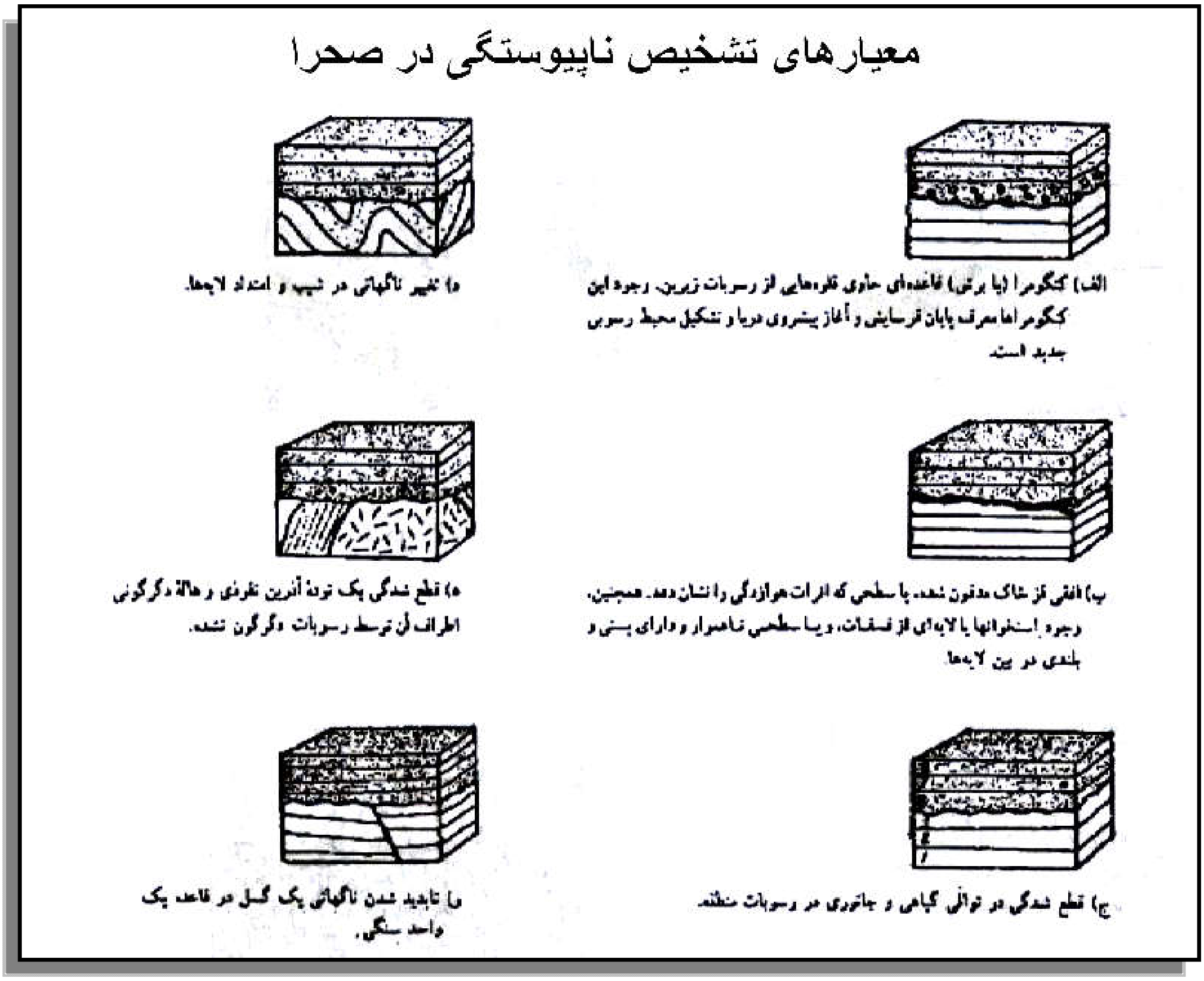
۷- **برخی ساخت های رسوبی** مانند آثار قطرات باران، ترک های گلی و ...

ب) شواهد فسیلی:

تغییرات سریع اجتماعات فسیلی و وجود قطعاتی از دندان ها یا استخوان های مهره داران در محیط های خشکی به خصوص اگر فراوان زیادی داشته باشند نشان دهنده وجود نا پیوستگی ها هستند.

ج) شواهد مربوط به زمین شناسی ساختمانی:

۱- تغییر زاویه شیب بین طبقات زیر و بالای نا پیوستگی.
۲- قطع شدگی پدیده های زمین شناسی (دایک ها، گسل ها) یا ساختمان های زمین شناسی مانند چین خوردگی ها.
۳- سطوح لایه بندی نا منظم نیز می تواند دلیلی بر یک سطح نا پیوستگی باشد.

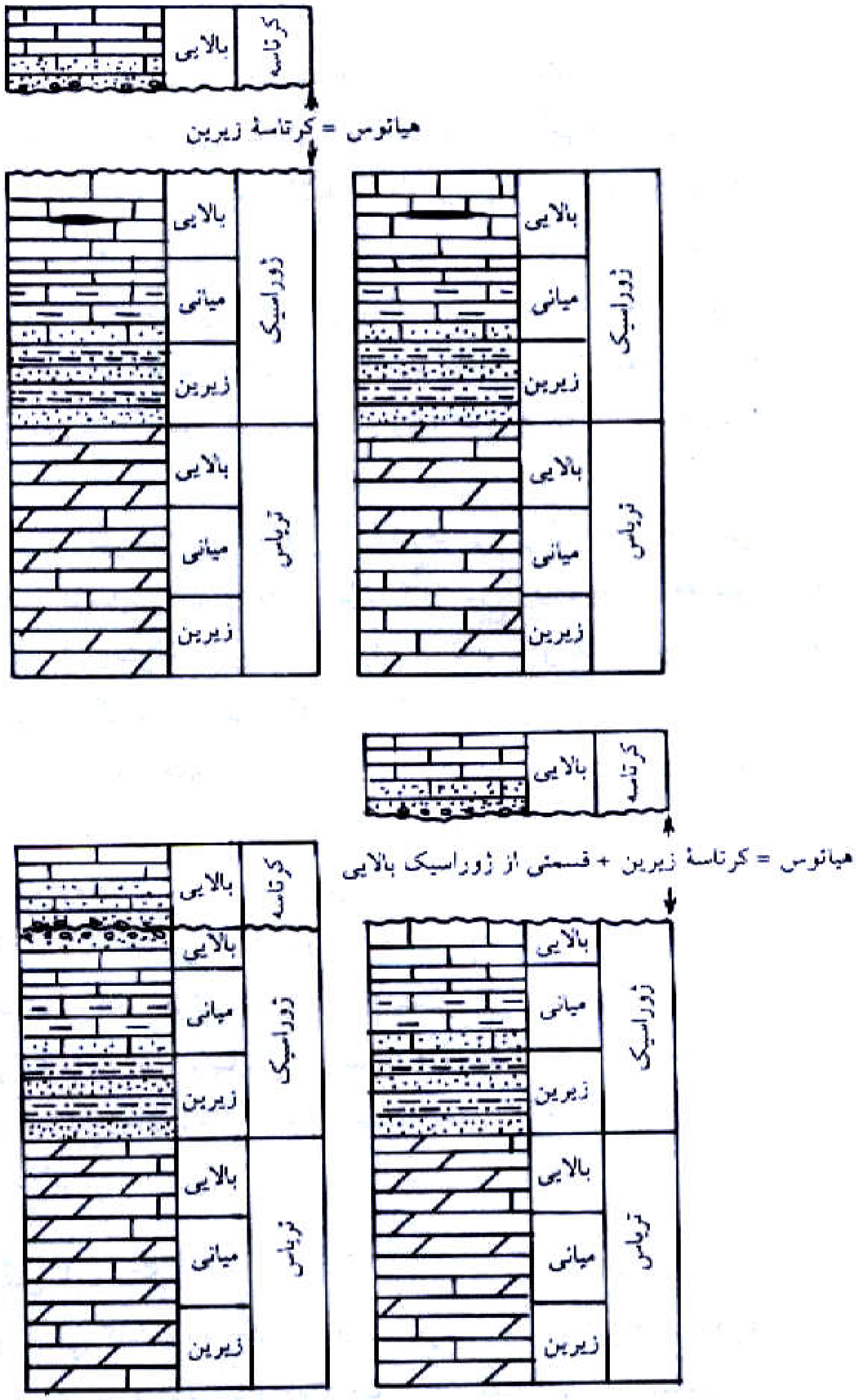


وجود لاتریت ها علاوه بر اینکه نشان دهنده خروج از آب و فرسایش رسوبات می باشند، در بازسازی شرایط آب و هوایی گذشته (اواخر پالئوزوئیک، اوایل مزوزوئیک) و وضعیت بارندگی در آن زمان نیز بکار می روند.

در طول پالئوزوئیک دو فاز کوهزایی عمده به نامهای کالدونین (caledonian) در پالئوزوئیک پیشین و هرسی نین (hercynian) یا واریسکین (variscan) در پالئوزوئیک پسین رخ داده است که مرکز فعالیت این دو فاز کوهزایی در اروپا بوده و باعث به وجود آمدن ناپیوستگی های زاویه دار زیادی در اروپا شده اند اما در ایران به دلیل بعد مسافت ما شاهد ناپیوستگی های فرسایشی در پالئوزوئیک هستیم.

تشکیل رسوبات و سنگ ها گذشت زمان را نشان می دهد که اگر وقفه ای در این پدیده رخ دهد یک گمشدگی زمان به وجود می آید. عدم وجود طبقات چینه شناسی را هیاتوس Hiatus گویند.

تعریف هیاتوس: *به مدت زمان زمین شناسی که در طی آن ضخامتی از لایه های رسوبی بر اثر فرسایش (اگر عمل فرسایش اتفاق افتاده باشد) از بین رفته، به اضافه طول زمان زمین شناسی که طی آن رسوبگذاری انجام نشده* ***هیاتوس*** *گویند.* برای درک بهتر مفهوم هیاتوس به شکل زیر مراجعه شود:



نمایش ترسیمی از ناپیوسنگی و هیاتوس بین لایه‌های سنگهای رسوبی

علت به وجود آمدن هیاتوس:

۱- عدم رسوب گذاری به علت خروج از آب منطقه.
۲- فرسایش.
۳- و یا ترکیبی از دو عامل فوق، یعنی علاوه بر اینکه رسوب گذاری انجام نمی شود برخی از رسوبات قبلی هم بر اثر فرسایش از بین می روند.

هیاتوس از نظر مقیاس می تواند دهها یا صدها کیلومتر مربع وسعت داشته باشد و اغلب توسط ناپیوستگی زاویه دار مشخص شود و یا اینکه از نظر گسترش جغرافیایی در محدوده کوچکتری قابل ردیابی باشد که معمولاً توسط افق های لاتریت، افق خاک های قدیمی و یا وجود قطعات طبقات قدیمی تر در طبقات جدید تر شناسایی می شود.

برای مطالعه و شناخت وقفه ها، بهترین کار مطالعه مقاطع چینه شناسی می باشد.

روش مطالعه توالی های رسوبی در مطالعات چینه شناسی را چینه شناسی توالی ها (Sequence Stratigraphy) گویند که کاربرد های زیادی بخصوص در شناسایی و بهره برداری از ذخایر هیدرو کربوری دارد.

سکانس (Sequence): ضخامتی از رسوبات یا سنگها (آذرین، رسوبی و دگرگونی) یا مجموعه ای از آنها که مرزهای بالا و پایین آن به دو وقفه رسوب گذاری محدود می شوند این گسستگی ها می توانند کم اهمیت یا مهم باشند؛ بنابراین بر خلاف چینه ها پیوستگی در سکانس ها در نظر گرفته نمی شود.

تعریف سکانس با تغییرات یوستاتیک ارتباط پیدا می کند

ترم لیتولوژیک: ضخامتی از رسوبات و سنگ ها (رسوبی، آذرین و دگرگونی) که یکی از مرزهای آن (بالا یا پایین) به یک پیوستگی رسوب گذاری محدود می شود بدون توجه به اینکه ضخامت این مجموعه سنگی چقدر می باشد اما مرز دوم می تواند یک پیوستگی رسوب گذاری یا یک وقفه رسوب گذاری باشد.

رده بندی، توصیف و تقسیم بندی سکانس ها:

اساس رده بندی سکانس ها، نوع سنگ ها و رسوبات موجود در هر سکانس می باشد که تابع عوامل مختلفی می باشد که عبارتند از:

۱- عمق حوضه ۲- وضعیت آب و هوایی در محدوده حوضه ۳- موجودات زنده موجود در حوضه ۴- وضعیت رودخانه هایی که به حوضه وارد می شوند ۵- بار جامد یا رسوباتی که توسط رودخانه ها به حوضه وارد می شوند. ۶- وضعیت تکتونیکی محیط (پایدار یا ناپایدار) ۷- میزان تبخیر در حوضه رسوبی ۸- ارتباط یا عدم ارتباط حوضه رسوبی با حوضه های رسوبی مجاور.

مجموعه صفاتی که برای رده بندی سکانس ها به کار می روند که شامل مجموعه ویژگی های سنگ شناسی، کانی شناسی به علاوه ویژگی های رسوب شناسی است را رخساره (Facies) گویند که در مقیاس میکروسکوپی به آن میکروفاسیس (Microfacies) گویند.

روند عمومی در حوضه های رسوب گذاری:

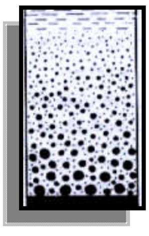
شروع رسوب گذاری هر حوضه رسوبی، با رسوب گذاری رسوبات تخریبی می باشد به گونه ای که باتوجه به قدرت جریان مواد مسافت های مختلفی را طی کرده و با کاهش انرژی جریان اولین مرحله رسوب گذاری یعنی تشکیل رسوبات تخریبی آغاز می شود. با کاهش بیشتر انرژی جریان، افزایش عمق حوضه و در کل شرایط محیطی آرام حاکم بر حوضه رسوبات کلوئیدی ته نشین می شوند. روند بعدی منجر به تشکیل رسوبات کربناته می شود که اوج شکوفایی و تکامل حوضه های رسوبی می باشد و انواع موجودات زنده مانند براکیوپودها که در حوضه رسوبی وجود دارند در تشکیل رسوبات کربناته نقش ایفا می کنند. در آخرین مرحله از تکامل حوضه رسوبی، تشکیل رسوبات تبخیری را داریم در این حالت حوضه کم عمق شده و میزان تبخیر از دریافت حوضه بیشتر شده است و در نهایت حوضه بسته می شود و شرایط قاره ای به وجود می آید.

در هر زمان ممکن است شرایط درونی و بیرونی حوضه رسوبی تغییر کند و روند تکاملی حوضه رسوبی متوقف شود و ترتیب مراحل فوق الذکر به هم بخورد. پدیده هایی مانند کوهزایی، وقوع آتشفشان، تغییر آب و هوا و ... می توانند ترتیب مراحل تکاملی حوضه را به هم بزنند. در طبیعت تغییر و تحولات معمولاً به صورت تدریجی انجام می شوند بنابراین در یک حوضه رسوبی نمی توان مرز و حد این چهار مرحله را به خوبی تشخیص داد.

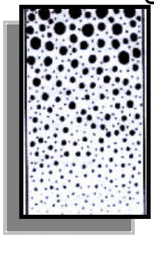
تغییر در شدت جریانات و امواج می تواند یک نظم دانه بندی تدریجی (Graded bedding) در طبقات به وجود آورد.

دانه بندی تدریجی:

الف) مثبت؛ که در آن از پایین به بالا در یک مقطع، قطر ذرات کاهش می یابد که نشان دهنده پیشروی آب دریا و افزایش عمق هستند.



ب) منفی؛ که در آن از پایین به بالا در یک مقطع، قطر ذرات افزایش می یابد که نشان دهنده پسروی آب دریا و کم شدن عمق حوضه و افزایش قدرت جریان هستند.



- از نظر اندازه و قطر ذرات، رسوب گذاری با کنگلومرا و برش آغاز شده سپس سنگ های دانه درشت ماسه، ماسه دانه ریز سیلستون و معادل آنها در سنگ های پیروکلاستیک و آذر آواری رسوب می کنند با کاهش قدرت جریان رسوبات کلوئیدی که قطر ذرات رسوبی کوچکتر از میلی متر است ته نشین می شوند و سنگ های آواری دانه ریز مانند شیل و کلی استون را به وجود می آورند (شیل هایی با تورق در امتداد لایه های بسیار نازک:Paper shales؛ شیل هایی به صورت قطعات خرد شده و مدادی:Pencil shales) سپس تشکیل رسوبات کربناته و سنگ های آهکی را داریم که یکی از سنگ های آهکی که به صورت برجا تشکیل می شوند ریفها هستند که خود به دو دسته بایوهرم ها (Bioherms) (ریف هایی که رشدشان در جهت قائم است مانند مر جان ها- ریف دو برادر در قم) و بایوسترمها (Biostorms)(ریف هایی که رشد شان در امتداد کف حوضه رسوبی است مانند جلبک ها و یا برخی از رودیست ها) تقسیم می شوند. با ادامه روند تکاملی حوضه رسوبات تبخیری به وجود می آیند. در مرحله رسوب گذاری تبخیری، حوضه نسبت به تغییرات عوامل درونی و بیرونی بسیار حساس می باشد به گونه ای که هر تغییر کوچکی می تواند روند تکاملی حوضه را متوقف کند و یا به مرحله و مراحل قبل برگرداند.

با توجه به مراحل تکاملی حوضه های رسوبی، دو نوع سکانس قابل تشخیص می باشد:

۱– **سکانس بالقوه عمومی (General Virtual Sequence)**: به طور بالقوه می تواند در یک حوضه رسوبی تشکیل شود، در صورتی که روند تکاملی حوضه از تشکیل رسوبات تخریبی تا تشکیل رسوبات تبخیری بدون هیچ حادثه کامل شود این سکانس ایجاد می شود که دارای ویژگی های ذیل است:

الف) یک سکانس بالقوه می باشد که در طبیعت امکان وقوع آن بسیار کم است زیرا در هر حوضه ای یک حادثه یا مجموعه ای از حوادث ممکن است روند رسوب گذاری را دچار اختلال کند بنابراین یک سکانس واقعی نیست.

ب) این سکانس می تواند به عنوان مبنای برای مقایسه سکانس ها باشد بنابراین یک سکانس الگو می باشد.

۲- **سکانس بالقوه محلی (Local Virtual Sequence)**: اگر در منطقه مورد مطالعه، مقاطع چینه شناسی مختلفی وجود داشته باشد به عنوان مثال از قسمت مرکزی و حاشیه حوضه دو مقطع داشته باشیم و بتوانیم واحدهای سنگی و سکانس های مختلف حوضه را برداشت کنیم و ارتباط آنها را با هم مشخص کنیم می توانیم برای محدوده مورد مطالعه یک سکانس بالقوه محلی معرفی کنیم.

همانطور که ذکر شد مهمترین مبنا برای رده بندی سکانس ها، لیتولوژی آنها می باشد علاوه بر لیتولوژی می توان از حوادثی که در گذشته رخ داده و سکانس ها را به وجود آورده، استفاده کرد.

انواع سکانس ها بر اساس حادثه شناخته شده در حوضه:

۱- سکانس مرکب (Composite Sequence).

۲- سکانس بریده شده (Truncated Sequence).
۳- سکانس متوقف مانده یا ناتمام (Stunted Sequence).
۴- سکانس اساسی (Fundamental Sequence).

۱- **سکانس های مرکب**:
این سکانس ها از چند سکانس تشکیل شده اند و در درون آنها می توان آثار مربوط به حوادثی که در گذشته در حوضه رسوبی رخ داده را شناسایی کرد و وقفه های متعددی را مشاهده کرد. از نظر موقعیت جغرافیایی در مناطق و حوضه های نا پایدار از نظر تکتونیکی به وجود می آیند.

۲- **سکانس های بریده شده**:
گاهی اوقات در یک حوضه، حادثه ای مانند پسروی دریا باعث خروج رسوبات از آب می شود و به دنبال آن یک فاز فرسایشی عمل می کند بنابراین علاوه بر اینکه در این وقفه برای مدتی رسوبات تشکیل نمی شوند فرسایش باعث حذف رسوبات قدیمی نیز می شود.

۳- **سکانس های متوقف مانده (نا تمام)**:
در این حالت نیز حادثه ای باعث توقف روند کلی رسوب گذاری شده است اما فاز فرسایشی قابل توجهی عملکرد نداشته است بنابراین، چون روند عادی رسوب گذاری در حوضه متوقف شده این سکانس به این نام خوانده می شود.

۴- سکانس های اساسی:
این سکانس از نظر نوع رسوبات شبیه ترین یا نزدیکترین سکانس به سکانس بالقوه محلی در هر حوضه می باشد. این سکانس و رسوبات درونش می توانند حادثه یا حوادث و شرایط کلی حوضه را در زمان رسوب گذاری برای ما مشخص کنند.

تقسیم بندی سکانس ها بر اساس نوع لیتولوژی رسوبات (آسان ترین نوع تقسیم بندی):
۱A- **سکانس های یک منشای (monogenetic or monotermic seq.)**: که از نظر لیتولوژی همگن یا تقریباً همگن و همجنس می باشند.
۱B- **سکانس های چند منشای (Polygenetic or polytermic seq.)**: که از نظر سنگ شناسی از بیش از یک نوع سنگ تشکیل شده اند و غیر یکنواخت و نا متناجس هستند.

۲- **سکانس های مثبت یا سکانس های منفی**: اگر در یک سکانس نظم دانه ها از پایین به بالا ریز شونده باشد (دانه بندی تدریجی مثبت) سکانس مثبت است که نشان دهنده یک دریای پیشرونده و کاهش انرژی

محیط می باشد. ولی اگر نظم دانه ها از پایین به بالا درشت شونده باشد (دانه بندی تدریجی منفی) سکانس منفی است که نشان دهنده یک پرونده و افزایش تدریجی انرژی محیط است.
- سکانس های مثبت یا منفی را بطور جداگانه می توان سکانس نا متقارن (Asymmetric) در نظر گرفت و به مجموع یک سکانس مثبت و یک سکانس منفی سکانس متقارن (Symmetric) گویند.
۳ مرحله، پیشروی دریا، رسوب گذاری و پسروی که مجموعاً در یک سکانس متقارن دیده می شود را سکیل رسوبی گویند.
در بعضی از سکانس ها، تکرار بعضی از ترم های لیتولوژیک قابل مشاهده است که این تکرار به صورت منظم و سیکلی اتفاق می افتد. این سکانس ها را به دلیل وقوع این تکرار سکانس های تکراری (Rhythmic) گویند.
در درون سکانس های ریتمیک بعضی از سکانس ها به صورت منظم اما احتمالاً با ضمانت متفاوت تکرار می شوند، این تکرار ممکن است چندین بار اتفاق بیفتد. در این سکانس ها در پایان هر سکانس شرایط مشابه شرایطی است که در ابتدای شروع سکانس وجود داشته است. سکانس های سیکلی در رسوبات توربیدایت، مولاس ها و واروها مشاهده می شوند.

رده بندی سکانس های تکراری (ریتمیک):

با توجه به اینکه انواع رسوبات آواری، کربناته، کلوئیدی و تبخیری و همین طور حد واسط های این چهار نوع در سکانس های ریتمی مشاهده می شود پس ساده ترین مبنا برای رده بندی این سکانس ها نوع رسوبات می باشد که بر این اساس انواع سکانس های سیکلی عبارتند از:
۱- **سکانس های سیکلی آواری (تخریبی)**: این سکانس ها رایج بوده و تقریباً از رسوبات آواری تشکیل شده اند و ممکن است در آنها نظم دانه بندی تدریجی مثبت یا منفی دیده شود؛ مانند سکانس های دو تایی ماسه سنگ و کنگلومرا.

۲- **سکانس های سیکلی تخریبی- کلوئیدی**: در این سکانس ها نهشته های کلوئیدی به همراه رسوبات آواری در تشکیل سکانس نقش دارند مانند سکانس های دو تایی ماسه سنگ و ماسه سنگ شیلی.

۳- **سکانس های سیکلی کلوئیدی**: تمام رسوبات تشکیل دهنده این سکانس ها رسوبات کلوئیدی (ذرات کوچکتر از ۱/۲۵۶ mm) می باشند مهمترین این سکانس ها واروها هستند که مربوط به رسوبات دریاچه در محیط های یخچالی اند و از تناوب لایه های روشن (مربوط به تابستان) و لایه های تیره رنگ (مربوط به زمستان) تشکیل شده اند. گاهی در این واروها بخصوص در لایه های تیره رنگ، آغشتگی به مواد قیری دیده می شود که اگر این آغشتگی قابل توجه باشد این شیل ها را (شیل های دارای مواد آلی) «بیتومن» گویند.

۴- **سکانس های سیکلی تخریبی- کربناته:** در تشکیل این سکانس ها رسوبات آواری و کربناته مانند ماسه سنگ ها و آهک ها نقش دارند.

۵- **سکانس های سیکلی تخریبی- کلوئیدی- کربناته**: مانند تناوب های ماسه سنگ، شیل و آهک که نوع نا متقارن این نوع سکانس می باشند.

۶- **سکانس های سیکلی تخریبی- کلوئیدی- کربناته و زغال سنگی:** هنگامی که زغال سنگ به عنوان یک بخش تشکیل دهنده وارد یک سکانس می شود از جهت اقتصادی نیز دارای اهمیت است، این سکانس ها را *سیکلوتم* (Cyclothem) نیز می گویند. هر سیکلوتم دارای دو بخش می باشد که هر بخش را همی سیکلوتم (Hemicyclothem) گویند که عبارت است از همی سیکلوتم دریایی (مناطق کم عمق دریا) و همی سیکلوتم غیر دریایی (محیط های دلتای- مردابی) آب شیرین.

۷- **سکانس های سیکلی کلوئیدی- کربناته**: در حوضه های رسوبی تشکیل رسوبات کلوئیدی یا رسوبات کربناته بستگی به تعادل بین کاتیون کلسیم و آنیون که بنیان کانی های رسی را تشکیل می دهد، دارد که به صورت معلق در آب وجود دارد تا زمانی که تعادل در بین این دو برقرار باشد رسوبات کربناته تشکیل می شود و با به هم خوردن این تعادل، رسوبات کلوئیدی در حوضه تشکیل می شوند، اگر به هم خوردن تعادل به صورت تدریجی رخ دهد مارن تشکیل می شود که مخلوطی از آهک و رس است.

۸- **سکانس های سیکلی تبخیری**: این سکانس ها زمانیکه حوضه رسوبی وارد مرحله تشکیل رسوبات تبخیری می شود تشکیل می شوند هک در این مرحله حوضه نسبت به حوادث و وقایع رخ داده در حوضه بسیار حساس است پس این سکانس ها از نظر لیتولوژی می توانند فوق العاده متنوع باشند و همچنین می توانند دارای ذخایری باشند که ارزش اقتصادی دارند.

بررسی چینه ها در بعد مکان:

واحدهای رسوبی مختلفی که در یک تشکیلات زمین شناسی، یکی در مجاورت دیگری قرار می گیرند ممکن است در جهت افقی تغییرات مهمی را عرضه کنند که به طور کلی می توان به تغییر ضخامت لایه ها و اشکال متفاوت تغییرات جانبی لایه ها نسبت به هم اشاره کرد.

در مطالعه چینه ها در جهت افقی (بعد مکان) دو مسئله مطرح می شود:

۱- حدود و وسعت واحدهای رسوبی مختلف در یک منطقه

۲- مسئله مرز بین دو تشکیلات مختلف و یا دو واحد رسوبی که در مجاورت هم می باشند.

I– گسترش افقی واحدهای رسوبی:

هر یک از واحدهای رسوبی را که در نظر بگیریم، گسترش جانبی آن با ضخامتش قابل مقایسه نمی باشد به گونه ای که در بسیاری از موارد گسترش افقی یا جانبی یک لایه به حدی زیاد است که ضخامت آن لایه در مقایسه با آن را می توان هیچ در نظر گرفت. با وجود این، در هر واحد رسوبی، دو حد و مرز نهایی قابل تشخیص است:

الف) واحد های رسوبی که گسترش و انتشار جغرافیایی آنها بسیار زیاد است به گونه ای که در یک رخنمون مشاهده نمی شود مانند سازند کرج که چند صد کیلومتر گسترش جغرافیایی دارد. در این واحدهای رسوبی نسبت ضخامت به گسترش افقی در حدود ۱/۱۰۰۰ می باشد. این واحدها در حوضه های بسیار گسترده مانند دریاهای حاشیه ای قاره ای (Epicontinental) تشکیل می شوند.

ب) واحدهای رسوبی که گسترش جغرافیایی آنها کم است به گونه ای که در مقیاس رخنمون یا یک چشم انداز جغرافیایی قابل رویت می باشد این واحدهای رسوبی عبارتند از: عدسی های کوچک، تپه های ماسه ای، رسوبات رودخانه ای، دلتایی و ...
در این واحدها بررسی تغییرات جانبی با برداشت یک یا چند مقطع چینه شناسی انجام می پذیرد.

در واحدهای رسوبی که گسترش جغرافیای کم وسعتی دارند. ساختمان های رسوبی مختلفی دیده می شود که عبارتند از:
- **چینه بندی متقاطع**: این ساختمان ها در محیط های آبی یا بادی که جهت جریان دائماً در حال تغییر است به وجود می آیند. چینه بندی متقاطع در درجه اول در رسوبات تخریبی با حداقل اندازه در حد سیلت و در درجه دوم در آهک های تخریبی و آهک های مختلف اوولیتی تشکیل می شوند.
هر یک از چینه ها در چینه بندی متقاطع یک واحد مستقلی را تشکیل می دهند که اندازه آنها و وضع قرار گرفتن همه آنها در چینه بندی مشابه یکدیگر است. این چینه ها اشکال مختلفی دارند: در بعضی موارد عدسی شکل، در بعضی موارد مسطح و موازی یکدیگر و در برخی موارد دیگر قاشقی شکل هستند.
زاویه تقاطع (زاویه چند با سطح افق)، در این چینه ها بسیار متغیر است به گونه ای که در ماسه های خشک یعنی در تپه های ماسه ای حدود ۳۵ درجه و ماسه هایی که در زیر آب ته نشین می شوند اگر زاویه دار باشند در حدود ۵۰ درجه می باشد. شیب چینه ها در جهت مخالف با جهت جریان مرتباً کم و کمتر می شود؛ بنابراین زاویه چینه بندی به محیط رسوب گذاری و موادی که در این محیط ته نشین می شوند بستگی دارد.
طول چینه ها: طول کمتر از ۳۰ سانتیمتر= چینه های کوچک
طول بین ۳۰cm تا ۶m = چینه های متوسط
طول بزرگتر از ۶m= چینه های بزرگ

۳ گروه اصلی چینه بندی های متقاطع:

۱- گروه چینه های ساده (Simple): در این گروه سطح پایینی چینه بندی، یک سطح فرسایشی نیست بلکه سطحی است که از تشکیل نشدن رسوبات به علت ممانعت جریان ها از رسوب گذاری و بر اثر نبود رسوب گذاری به وجود آمده است.
۲- گروه چینه های صفحه ای (Tabular or Planar): در این گروه سطح پایینی چینه بندی کاملاً مسطح است که بر اثر صاف شدگی فرسایشی به وجود آمده است. در این گروه یک گونه فرعی به نام چینه بندی متقاطع تیغ ماهی (Herringbone cross bedding) مشهور شده است. این نوع چینه بندی تحت اثر جریان های دریای که به طور سریع، در جهتی بر خلاف جهت اولیه خود تغییر مسیر می دهند ایجاد می گردد.
۳- گروه چینه های ناوی شکل (Through): در این گروه چینه هایی تشکیل یافته اند که در یک شیار یا گودال فرسایشی ته نشین شده اند سطح چینه بندی قاعده ای در این گروه منحنی و مقعر است.

- **قلوه سنگ های مورب در طبقات رسوبی (Imbricated pebbles)**: این ساختمان ها توسط جریان ها مانند رودخانه ها در طول مسیر جریان تشکیل می شوند. این قلوه سنگ ها بطور فشرده و متراکم، در طول مسیر جریان یکی پهلوی دیگری قرار می گیرند و همگی با زاویه مشخص نسبت به سطح افق واقع می شوند که عموماً این زاویه بین ۱۰ تا ۲۵ درجه و گاهاً تا ۴۵ درجه نیز دیده می شود. تمایل این قلوه سنگ ها بیشتر بطرف بالا دست جریان است.

- **قلوه سنگ ها و تخته سنگ های سست (Soft pebbles)**: قلوه سنگ ها و تخته سنگ های مرکب از رسوبات نرم و سست نظیر رس، شیل و ... در برخی از تشکیلات ماسه سنگی می باشند.

- **استیلولیت ها (Styloliths)**: سطوح و ترک ها و شکاف های بسیار نا منظم در تشکیلات رسوبی اند که دارای شکل های نا منظم، مضرسی و دندانه دندانه می باشند و غالباً توسط رسوبات نرم مانند رس، رس ماسه ای و کلسیت انباشته شده اند از علل ایجاد آنها می توان به زمین لرزه ها و بطور کلی حرکات تکتونیکی و همچنین عمل انحلال آنها اشاره کرد. این ساختار ها در حوضه های که سوبسیدانس یا پایین رفتن تدریجی زمین صورت می گیرد و یا حوضه های کوهپایه ای که در آنها جنبش های اپیروژنی، زمین لرزه ها و ... فراوان انجام می شود، دیده می شوند. این ساختمان ها جز ساختمان های اولیه رسوبی نیستند و بیشتر در سنگ های آهکی توسعه می یابند.

- **طبقات تغییر شکل یافته (Contorted beds)**: بسیاری از رسوبات دانه ریز که چینه بندی مشخصی دارند تا هنگامی که سخت نشده و حالت نا متراکم دارند می توانند در اثر عواملی همچون لغزش های زیر دریایی بر روی شیب ها و یا در دانه ها (در تشکیلات قاره ای)، تاثیر جریان ها و ... تغییر شکل محلی پیدا کند که بطور کلی این تغییر شکل ها را پیچیدگی (convolution) گویند و طبقاتی که تحت تاثیر این تغییر شکل ها قرار می گیرند را طبقات کج و معوج شده (Contorted beds) گویند. چند نمونه از این تغییر شکل های محلی عبارتند از:

۱- آثار جریان رسوبات (flow cast): در این پدیده جریان یافتن مواد کلوئیدی (رس، شیل و مارن و ...) قبل از سخت شدن آنها یک نوع ساخت جریانی به وجود می آورد که بر روی شیب های زیر دریای و در دامنه های کوهستانی مناطق مرطوب فراوان رخ می دهد و در ژئومورفولوژی Solifluction، جریان گلی و جریان زمین ها نام دارند. طبقات حاوی این آثار از پایین و بالا بین طبقات افقی و یا طبقات معمولی و موازی قرار می گیرند. در رسوبات جریان یافته پیوسته می توان جهت جریان و وجود آنرا از روی لایه بندی داخلی ظریفی که با ساختمان بسیار چین خورده و نا منظم در درون رسوبات به وجود آمده اند تمیز و تشخیص داد.

۲- لغزش رسوبات (Gliding) و لیزش (Slumping) طبقات: این دو پدیده در اثر جذب آب مواد کلوئیدی و حرکتشان بر روی شیب ها به وجود می آیند با این تفاوت که در لغزش میزان جذب آب کمتر می باشد بنابراین لغزش سریع تر انجام می شود.

این دو پدیده، در طبقات زمین شناسی در تشکیلات مختلف سیلتی، شیلی، مارنی، آهکی و دولومیتی و شیستی دیده می شود و ظهور آنها کاملاً جنبه محلی دارد و از حوادثی است که در جهت افقی در طبقات رسوبی رخ می دهد ساختمان حاصله را ساختمان لیزشی یا لغزشی می نامند که تفاوت اینها با ساختمان های جریانی در این است که در ساختمان جریانی اثر جریان در رسوبات کاملاً منظم است و لایه بندی ظریف درون چینه ای نیز دیده می شود در صورتی که در ساختمان لغزشی بر اثر شدت حرکت و بی نظمی حرکت در سطوح مختلف رسوبات لایه بندی درون چینه ای بسیار در هم و پیچیده و نا منظم است و گاه همراه با ایجاد گسل های بین چینه ای می باشد.

۳- ایجاد طبقات در هم و پیچیده (Convolute beds): اگر در یک چینه، ترم های لیتولوژیک مختلفی وجود داشته باشند که دسته جمعی دچار تغییر شکل و لغزش گردند، ترم های مختلف بر حسب قابلیت انعطاف و درجه شکل پذیری خود بطور مستقل تغییر شکل می یابند و هر یک از آنها شکل مخصوصی به خود می گیرد. طبقات متشکله را طبقات موجی Undulating beds یا Wave beds ویا طبقات پیچیده و در هم می نامند.

۴- چین خوردگی بین چینه ای آهک ها: این حالت در صورتی که لغزش در مواد آهکی صورت گیرد به وجود می آید.

۵- ساختمان نواری (Ribbon Structure): گاهی فشار حاصل از لغزش، رسوبات ریز دانه را، در بعضی نقاط در داخل رسوبات کلوئیدی و یا بر عکس رسوبات کلوئیدی را در سایر رسوبات به صورت نوارهای باریک و دراز می راند و ساختمان نواری را ایجاد می کند.

۶- ساختمان تیپی (Tepee Structure): در بعضی نقاط چین های متقارن بین چینه ای دیده شده است که ارتفاع آنها گاه تا ۱۰ متر می رسد و از پایین به بالا به وسیله طبقات موازی و افقی محدود شده اند.

۷- ساختمان خمیده (Arched Structure): تغییر شکل های داخل چینه ای طبقات که به صورت منحنی و خمیده می باشند و در اثر نیروی فشاری از یک جهت ایجاد می شوند این طبقات همیشه بین دو لایه افقی یا موازی قرار دارند.

– **تغییر شکل های مکانیکی رسوبات تبخیری**: تغییرات چینه بندی افقی در چینه های تبخیری مانند نمک، انیریت و ژیپس به علت شکل پذیری آنها و قابلیت جذب آب آنها به فراوانی به چشم می خورد. این رسوبات با جذب آب افزایش حجم می دهند و در جای خود چین می خورند.

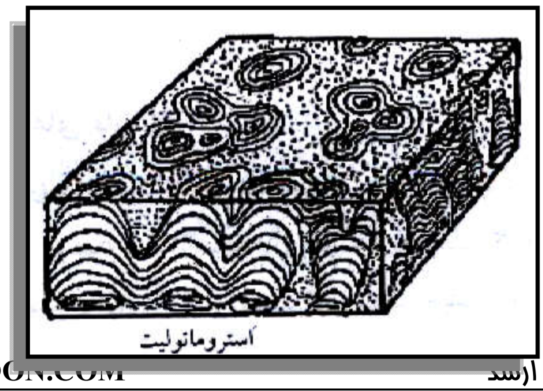
- **ایجاد قلوه ها در بین طبقات (Nodules)**: گاه بر اثر پدیده های رسوبی مختلف شیمیایی، مواد رسوبی به صورت گره ها و یا قلوه هایی به درشتی های مختلف در لا به لای رسوبات دیگر متمرکز می شوند و ساختمان های را به وجود می آورند که اغلب هسته آنها یک فسیل می باشد.

- **سیلیسی شدن محلی آهکی (Silicification)**: که در آنها بخشی از چینه های آهکی بطور محلی، تحت اثر فعل و انفعالات شیمیایی رسوب گذاری به سیلیس تبدیل می گردند.

- **ایجاد سطوح موج دار در زیر قلوه سنگ ها**: هنگامی که بر روی رسوبات نرم مانند رس ها، رسوبات دانه درشت مانند قلوه سنگ ها ته نشین می شوند باعث نا هموار شدن رسوبات نرم زیرین و نفوذ آنها به درون قلوه سنگ ها می گردد. این آثار در حقیقت نوعی آثار سطحی بر اثر وزن رسوبات را تشکیل می دهند.

- **ایجاد رگه های نامنظم (Train,Track)**: گاهی تغییر لیتولوژی محلی باعث می شود که درچینه ها اثراتی از این تغییر لیتولوژی به صورت رگه ها یا گذرهایی از رسوبات متغیر در بین رسوبات اصلی چینه ها تظاهر کند مانند رگه های مارنی در چینه های رسی و ...

- **چینه بندی یا لایه بندی استروماتولیتی (Stromatolitic bedding)**: استروماتولیت ها جبلک هایی هستند که آثار فسیل شده آنها از دوره پرکامبرین در طبقات آهکی و دولومیتی حفظ شده اند.

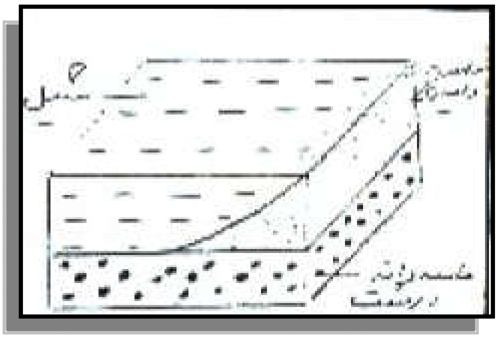


II– حدود و مرزهای افقی واحدهای رسوبی:

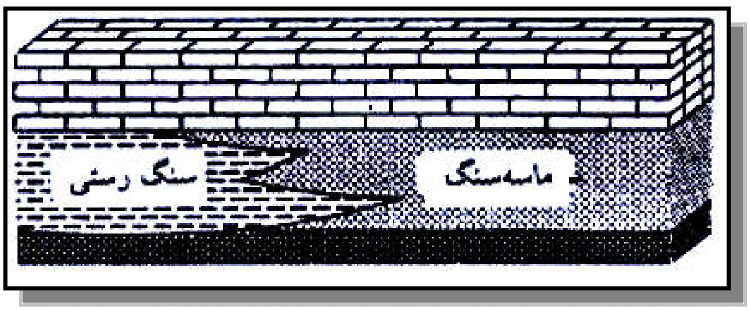
مرز جانبی واحدهای رسوبی به صورت های مختلفی دیده می شود که عبارتند از:

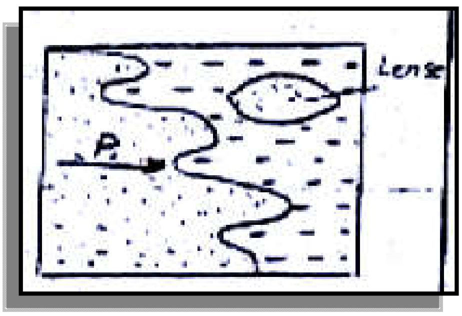
الف) **تحول و تغییر جانبی چینه ها همراه با گسستگی رسوبی**: در این حالت صفات لیتولوژیک و پتروگرافیک یک چینه در جهت افقی بطور ناگهانی تغییر می کند و یک رسوب به رسوب دیگر تبدیل می شود که این تغییر نیز خود به دو صورت انجام می شود:

۱- زبانه ای (Intertonguing): که در آن ضخامت یک واحد رسوبی در جهت جانبی رفته رفته کم می شود تا به صفر برسد و در مقابل واحد رسوبی دیگری رفته رفته ضخیم تر می شود و جای واحد رسوبی قبلی را می گیرد گاهی نیز واحد جانشین وجود ندارد.
این تغییر واحدها هنگامی رخ می دهند که واحد رسوبی گسترش افقی زیادی ندارد واحدهای رسوبی موجود در چینه بندی های متقاطع بهترین مثال برای این تغییر می باشد.

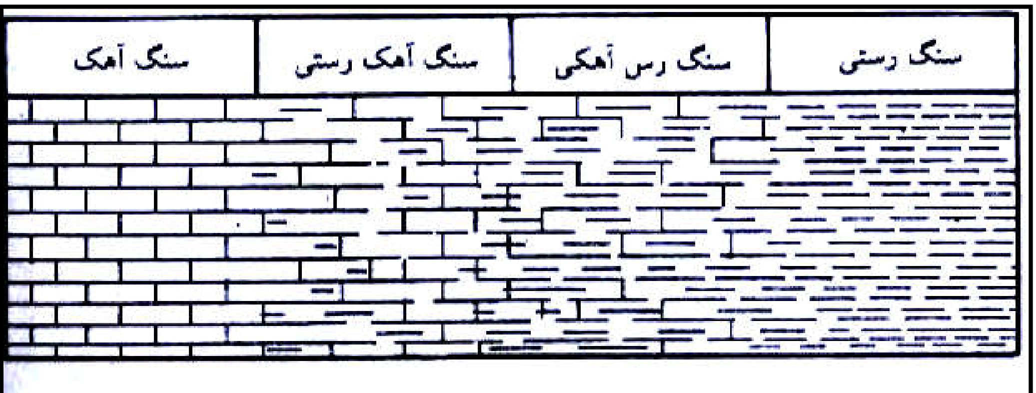


۲- بین انگشتی یا دندانه ای (Interfingering): در این حالت واحد رسوبی با ایجاد زبانه های متعدد و متوالی جانشین واحد دیگر می شود که زمانی رخ می دهد که تبدیل رسوبات به یکدیگر کند و آرام باشد و در طول زمان مرتباً در یک نقطه، رسوب گذاری از محیط اول به محیط دوم و بالعکس تغییر یابد. گاهی قطعاتی از رسوب اول در محیط دوم و بر عکس باقی می ماند که به این قطعات عدسی (Lens) و یا جیب (Pocket) گویند.
حالتی که یک واحد رسوبی ضخامتش تدریجاً کم می شود و به صفر می رسد را Pinch out گویند که به همراه pocket ها می توانند تله های نفتی از نوع چینه شناسی را به وجود آورند.





ب) **تغییر جانبی چینه ها همراه با پیوستگی رسوبی**: در این حالت صفات لیتولوژیک و پتروگرافیک یک چینه در جهت افقی بطور تدریجی تغییر می کند.



تغییر تدریجی لایه‌های سنگ آهک به سنگ رستی (تغییر رخساره)

- هنگامی که تجمع رسوبات در یک حوضه، در جهت قائم پیشرفت کند بسته به کف حوضه که می تواند منظم و افقی باشد و یا مایل و شیب دار باشد، طبقات تشکیل شده نیز یا به صورت افقی و یا بصورت شیب دار تشکیل می شوند.

شیب دار بودن اولیه طبقات بویژه با نحوه تحمل وزن رسوبات بالایی مواد رسوبی نیز بستگی کلی دارد. موادی مانند ماسه ها که قابلیت تراکم چندانی ندارند، همان شکل اولیه کف حوضه را با همان شیب های توپوگرافی حوضه حفظ می کند ولی رسوبات تراکم پذیر نظیر رس ها، آهک ها، دولومیت ها و ... علاوه بر شیب کف حوضه، تحت اثر تراکم و فشرده شدن بر اثر وزن رسوبات بالایی خود نیز تغییراتی حاصل می کنند که جز ساختمان اصلی و اولیه طبقات محسوب میشود. در هر صورت آنچه مهم است، شکل اولیه طبقات همیشه به صورت افقی یا نزدیک به افقی نیست.

- هنگامی که تجمع رسوبات در یک حوضه در جهت افقی پیشرفت کند رسوبات در کنار هم ته نشین می شوند که این حالت در حوضه های پر انرژی که رسوب گذاری شدیداً تحت کنترل جریان ها است به وجود می آید.

* طبقات افقی یا نزدیک به افق فقط در حوضه های رسوبی که کف آنها افقی و مسطح است و وسعت فوق العاده زیادی نیز دارند، تشکیل می شوند.

- در دانه بندی تدریجی مثبت اولین لحظه که با ته نشت مواد تخریبی دانه درشت می باشد را رسوب گذاری فعال و دومین لحظه که با ته نشست رسوبات شیمیایی مانند آهک ها، دولومیت ها و رسوبات تبخیری همراه است را رسوب گذاری غیر فعال گویند. رسوبات کلوئیدی بین این دو لحظه تشکیل می شوند.

بنابراین، رس ها، تنها ذراتی هستند که در ابتدای لحظه اول و شروع رسوب گذاری دانه درشت تا لحظات آخر یعنی خاتمه رسوب گذاری مواد تبخیری و شیمیایی بطور یکنواخت در حوضه و در محیط رسوب گذاری حضور دارند و زمینه پیوسته (Background) و ممتدی را در طول تشکیل سکانس دانه تدریجی نرمال تشکیل می

دهند. به همین مناسب رسوبات رسی را در این سکانس ها زمینه پیوسته رسوب گذاری نامند و رسوبات تخریبی و فیزیکو شیمیایی را رسوبات مرحله ای گویند.

رخساره (Facies):

این واژه اولین بار توسط استنو برای وضعیت ظاهری بخشی از سطح زمین در یک زمان زمین شناسی معین بکار رفت، آرمانز گرسلی در سال ۱۸۳۸ این واژه را برای نشان دادن تغییرات جانبی واحدهای سنگی به کار برد، واژه رخساره را به معنی مجموعه مشخصات لیتولوژیک و فسیل شناسی یا دیرینه شناسی یک مجموعه سنگی به کار برد و در این تعریف تغییرات جانبی واحدهای سنگی را نیز در نظر گرفت.

- در سنگ شناسی دگرگونی واژه رخساره به معنی قلمرو خاصی از تغییرات فشار و درجه حرارت به کار گرفته شده است.

لیتوفاسیس (**Lithofacies**): رخساره سنگی بر ویژگی های سنگ شناسی یک واحد سنگی تاکید دارد.

بیوفاسیس (**Biofacies**): رخساره زیستی معرف ویژگی های زیستی (مجموعه فسیلی) یک واحد سنگی است.

ویژگی های رخساره که برای شناسایی هر رخساره به کار می روند:

۱- **هندسه** (**Geometry**): وضعیت هندسی یک مجموعه سنگی تابع محیط تشکیل آن است.

۲- **لیتولوژی**: که فاکتوری مهم در شناسایی رخساره هاست.

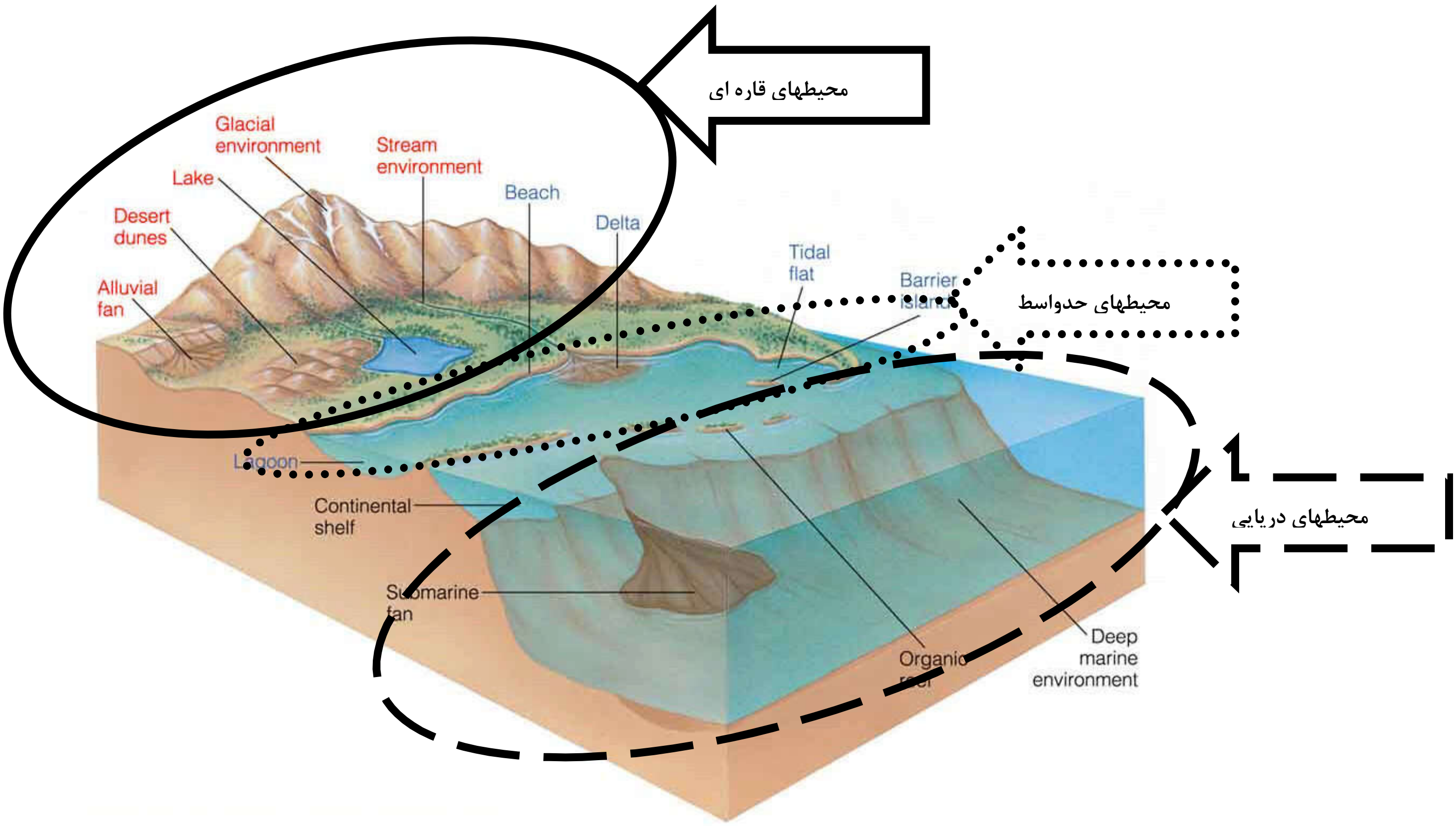
- رنگ: که باید با احتیاط به کار رود اما در شناخت رخساره کمک می کند.

- بافت رسوبات: که شامل اندازه، شکل و گرد شدگی دانه هاست که در مورد انرژی فرآیندهای موثر در رسوب گذاری اطلاعات می دهد.

۳- **ساختمان های رسوبی**: که در شناسایی فرآیندهایی که در رسوب گذاری موثر بوده اند به ما کمک می کنند در بین این ساختمان ها آنهایی که همزمان با رسوب گذاری تشکیل شده اند قابل اعتماد ترند.

۴- **فسیل ها**: که در تعیین سن نسبی بکار می روند و اگر فسیل دارای نمونه امروزی باشد مانند مرجان ها در شناخت محیط تشکیل رخساره اطلاعات مفیدی ارائه می کند.

محیط های رسوبی تشکیل رخساره ها:



الف) **محیط های قاره ای**: که توسط دو عامل آب و هوایی، گرما و رطوبت کنترل میشوند و انواع آن عبارتند از:

۱- محیط های رودخانه ای (Fluvial environment)

* مخروط های افکنه (Alluvial fans): هنگامی که چشمه ها و رودخانه ها در دره ها و یا دشت ها سرازیر می شوند، مواد تخریبی خود را به شکل مخروط های افکنه یا سیلاب های دشت رسوب می دهند که از ویژگی های آنها:

وجود مقدار کمی خرد و تجزیه شدگی در رسوبات بر اثر فرسایش تند، وجود رسوبات مخروطی شکل با گرد شدگی بسیار کم (رسوبات فارس)، جور شدگی و لایه بندی ضعیف است.

* نهشته های رودخانه ای (Fluvial Deposits): که دارای مشخصات زیرهستند:

۱- وجود لایه بندی عدسی شکل ۲- سکانس های رسوبی، نوعاً نشان دهنده کاهش قدرت حمل جریان با گذشت زمان می باشد. ۳- منشا فرسایش یا تخریب دارای دانه بندی مشخص و لایه های افقی است که به وسیله کراس بدینگ مشخص می باشد.

- در سکانس های رودخانه ای دو نوع رخساره مشاهده می شود: ۱- رخساره های کانال یا آبراهه ۲- رخساره های لایه ای یا ورقه ای.

۲- محیط های دریاچه ای (Lacustrine Environment):

رسوب گذاری دریاچه ای بر اساس آب و هوا و همچنین ورود جریان آب به داخل دریاچه صورت می گیرد، به جز در مورد دلتاها، لایه بندی به صورت سطوح موازی و مشابه انجام می شود و نهشته ها به شکل گیری به صورت دایره ای متحد المرکز تمایل دارند که در آنها اندازه ذرات از سواحل به طرف مرکز دریاچه کاهش می یابد.

۳- رسوبات بادی (Aeolian Sediments):

این رسوبات بیشتر از جنس ماسه های بادی با اندازه ۰/۶ تا ۲ میلی متر بوده که بر اثر اصابت به یکدیگر مات Frosted شده اند. تل ماسه ها اغلب دارای ساختمان چینه بندی متقاطع می باشند.

۴- محیط های یخچالی (Glacial Environment):

مورفولوژی یخچال های بسیار مشخص می باشد مثلاً به صورت دره های u شکل، سطوح مخطط، تپه ها و سنگ های تقریباً کروی و ... تظاهر می کنند. رسوبات یخچالی منشا نا حیه ای و محلی دارند و به دلیل وجود درجه حرارت پایین، کانی های بستر آنها از قبیل فلدسپات ها و کانی ها فرومیزی تجزیه نشده اند. دانه ها و ذرات، زاویه دار و رسوبات نارس هستند.

ب) محیط های حد واسط (Transitional Environment):

این محیط ها در منطقه لیتورال ما بین حد متوسط جزر و حد متوسط مد قرار دارد و شامل سواحل، باتلاق های ساحلی، زمین های آبگیر بر اثر جزر و مد یا دشتاب، کولاب ها و مصب رودخانه ها می شود.

۱- پهنه های جزر و مدی (Tidal Flats):

که در قسمت کم انرژی منطقه لیتورال یافت شده و اکثر رسوبات آن ریز دانه است.

۲- کولاب ها (Lagoons):

حجم آب جدا شده از قسمت اصلی دریا توسط ریف های مرجانی را کولاب گویند که رسوبات آن عمدتاً از نوع تخریبی هستند و اغلب شامل گل های آهکی اند.

۳- مصب رودخانه ها یا خلیج های دهانه ای (Estuaries):

تداخل آب دریا آب شیرین از مشخصات منطقه است. مصب ها محیط گسترده ای از آب نیمه شور، نیمه شیرین هستند که در دهانه رودخانه ها به علت جزر و مد و تداخل آب دریا و آب شیرین تشکیل می شوند.

۴- باتلاق ها و مرداب های ساحلی (Coastal Marshes and Swamps):

باتلاق های ساحلی در محدوده منطقه جزر و مدی قرار دارند. به این دو منطقه، مناطق زغال ساز نیز می گویند.

ج) محیط های دریایی (Marin Environments):

شناسایی رخساره های دریایی مستلزم شناخت محیط های مختلف تشکیل آنها در دریاست.

۱- تقسیم بندی محیط های دریایی از نظر شکل شناسی و عمق:

- منطقه ساحلی بین جزر و مد (Intertidal)
- منطقه کم عمق بین ۲۰۰ تا ۲۰۰۰ متر و از نظر برخی زمین شناسان تا ۴۰۰۰ متر عمق واقع بوده و شیب قاره را شامل می گردد.
- منطقه بسیار عمیق بین عمق ۳۰۰۰ تا ۴۰۰۰ متر (Abyssal Zone)

۲- تقسیم بندی محیط های دریایی از نظر زیست موجودات:

- بیوتوپ: محیطی که شرایط یکسان برای مجموعه موجودات جانوری و گیاهی وجود دارد.

جانور شناگر (شناگر ارادی) >>>>> Nekton

پلانکتون (شناور- غیر ارادی) >>>>> Plankton

کف زی ها >>>>> Benthos

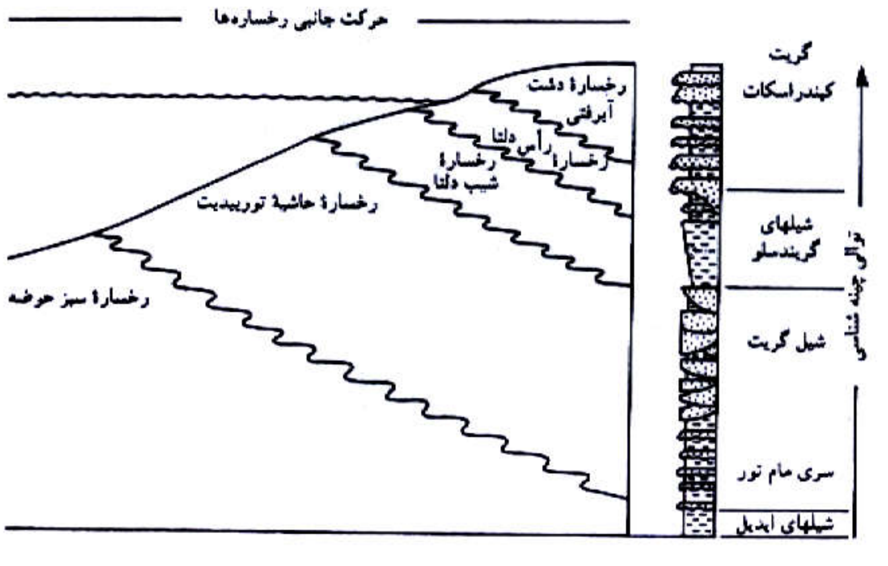
۳- تقسیم بندی محیط های دریایی از نظر نوع رسوبات:

- محیط اینتر تایدال: که بین جزر و مد دریا محصور است.
- محیط نریتیک یا ساب تایدال: رسوبات این محیط از حد جزر تا عمق ۲۰۰ متر گسترش دارد و فلات قاره را می پوشاند.
- محیط همی پلاژیک یا مزوپلاژیک: رسوبات این محیط بین ۲۰۰ تا ۲۰۰۰ متر قرار دارد یعنی کف منطقه باتیال و محدوده فلات شیب را شامل می گردد.
- منطقه آبیسال یا محیط یوپلاژیک: که معمولاً رسوبات عمیق تر از ۲۰۰۰ متر در آن قرار دارد که نوع شیمیایی هستند در این منطقه لجن های آهکی و سیلیسی تشکیل دهنده رسوبات هستند.
- رخساره پلاژیک: در مناطق عمیق دریاها گسترش دارد و فاقد عناصر تخریبی است.
- منطقه هادال: از عمق ۶۰۰۰ متر بیشتر بوده و شامل گودال کف اقیانوس هم می شود.

ارتباط قائم و جانبی رخساره ها:

ارتباط جانبی و عمودی رخساره های رسوبی توسط والتر نشان داده شده است وی معتقد بود که فرآیندهای امروزی رسوب گذاری، کلیدی است برای تفسیر محیط های رسوبی گذشته. او مشاهده کرد که در یک سکانس متوالی رخساره هایی که قبل و بعد از یکدیگر در مقطع عمودی قرار می گیرند، زمانی در کنار یکدیگر قرار داشتند. این مفهوم به عنوان قانون والتر در انطباق رخساره ها شناخته شده است.

استثنا قانون والتر: اصل والتر در مقاطعی که در آنها نبودهای چینه شناسی مهم وجود دارد، کاربرد ندارد. به کمک قانون والتر می توان تفسیرهای غیر محتمل از یک محیط رسوبی را حذف نمود. (می توان قانون والتر را به اینصورت بازگو کرد: در یک سکانس متوالی رخساره هایی که قبل و بعد از یکدیگر در مقطع عمودی قرار می گیرند، زمانی در کنار یکدیگر قرار داشتند به شرط اینکه در بین این رخساره ها **ناپیوستگی** وجود نداشته باشد).



نمایش قانون والتر. این نمودار نشان‌دهندهٔ این اصل است که مهاجرت رخساره‌های رسوبی باعث ایجاد یک توالی قائم از رخساره‌های مشابه می‌شود.

ارتباط بین رخساره ممکن است معلول دو مکانیسم باشد:

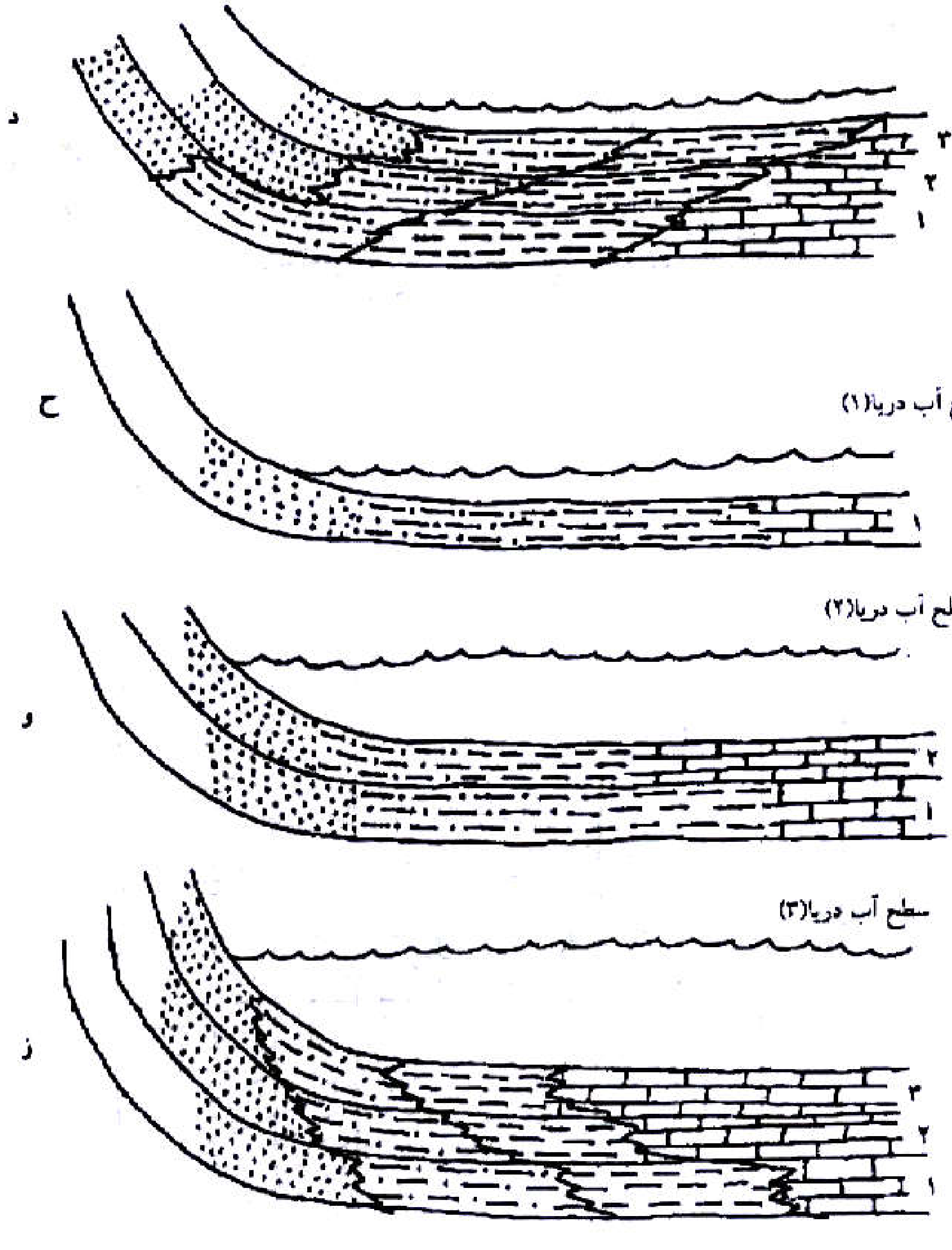
۱- **نتیجه تغییرات رسوب شناسی**: به این پارامتر که ارتباطی با پارامترهای خارج از حوضه رسوبی ندارد و صرفاً نتیجه تغییرات رسوب شناسی در محیط رسوبی است. اتوسیکلیک (Autocyclic) گویند.

۲- **نتیجه تغییرات سطح آب دریا**: بزرگترین تغییرات سطح آب دریاها در مقیاس جهانی معمولاً به دوره های یخچال های قاره ای نسبت داده می شود. در نتیجه پیش روی و تشکیل ورقه های یخی سطح دریاها پایین رفته و به هنگام ذوب این یخ ها، آب دریاها بالا آمده و پیش روی می کنند. نوسانات محلی خط ساحلی دریا، همچنین می تواند نتیجه فعالیت تکتونیکی یا تعادل ایزوستازی و یا فرونشینی لیتوسفر باشد. این مکانیسم ها را آلوسیکلیک (Allocyclic) گویند.

اصل والتر در زمانی که ارتباط رخساره ها معلول مکانیسم اتوسیکلیک است نتیجه بهتری دارد.

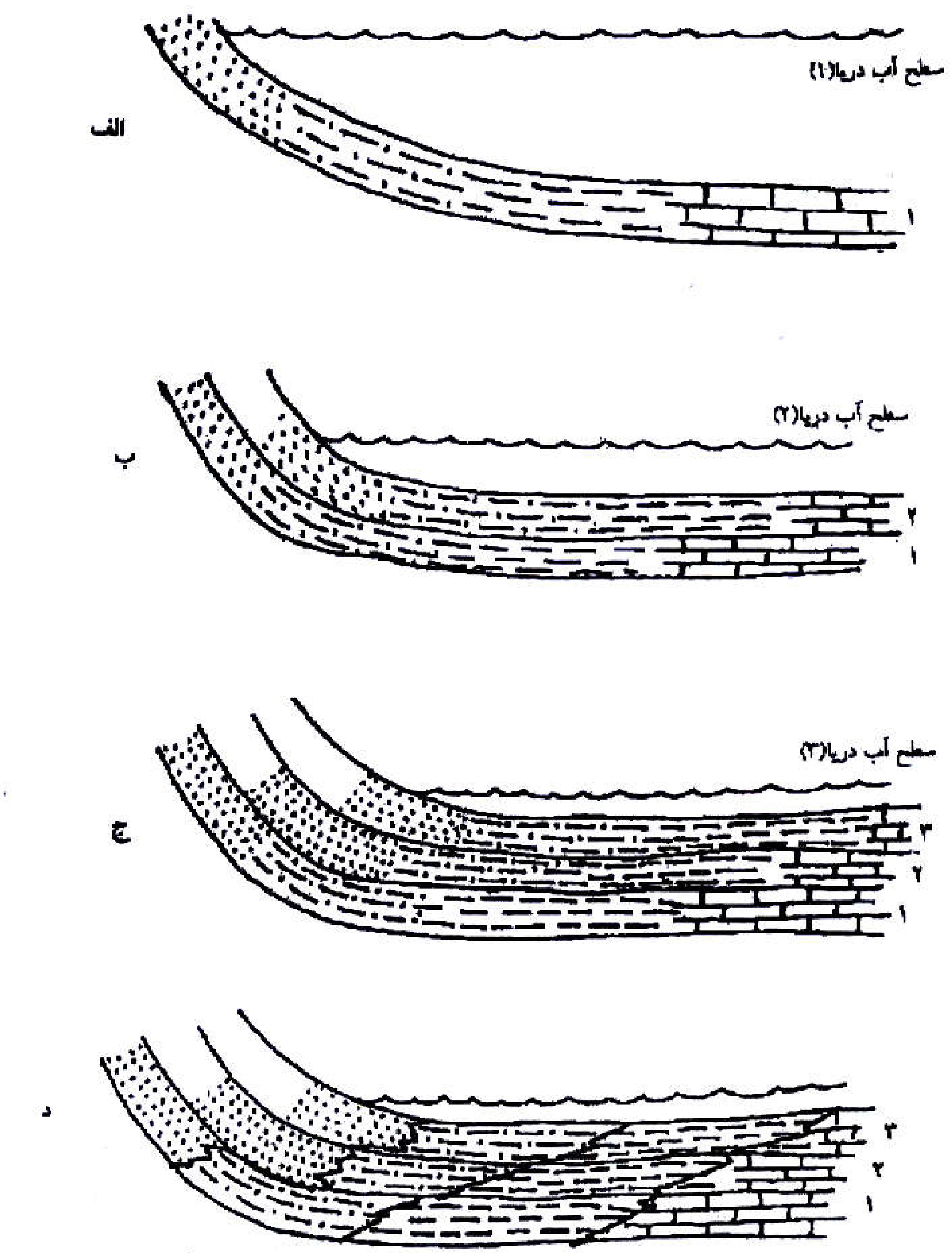
نوسان خط ساحلی دریاها (پیشروی و پس روی دریاها):

- در حالت پیشروی (Onlap) یا در مقطع قائم (Transgression)، رسوبات به سمت بالا دانه ریزتر می شوند، به عبارتی رسوبات نواحی عمیق بر روی رسوبات نواحی کم عمق قرار می گیرند.



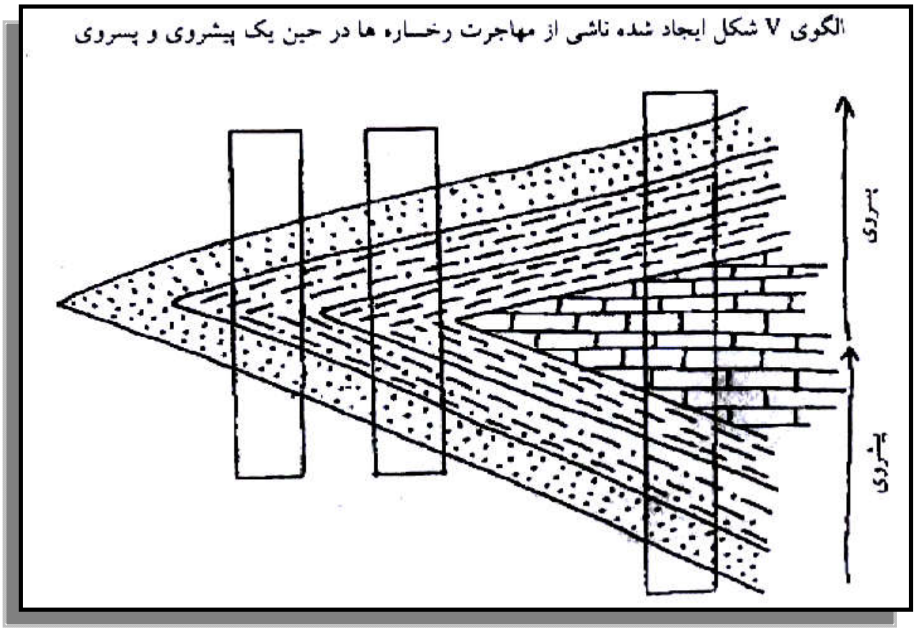
نحوه تشکیل توالی پیشرونده(د-ز)، (ح) فرض کنید با بالا آمدن سطح آب دریا، ساحل به سوی خشکی جابجا می شود.(و) سطح آب دریا دوباره صعود می کند.(ز) حال بنگرید که چگونه رخساره‌ها برای حفظ موقعیت خود نسبت به سطح آب مهاجرت کرده اند

- در حالت پسروی (Offlap) یا در مقطع قائم (Regression)، رسوبات به سمت بالا دانه درشت تر می شوند، به عبارتی رسوبات نواحی کم عمق بر روی رسوبات نواحی عمیق قرار می گیرند.



نحوه تشکیل توالی پسرونده(الف-پ)، (الف) فرض کنید با افت سطح آب دریا، ساحل به طرف دریاها جابجا می شود. (ب) نزول دیگری در سطح آب تکرار می شود. (ج) حال بنگرید که چگونه رخساره برای اینکه عمق مناسب خود را حفظ کند، مهاجرت کرده است. (د) حال دوباره، به وضعیت اولیه باز می گردیم

در هر وضعیت (آنلپ و یا آفلپ)، توالی عمودی واحدهای سنگی در یک محل معین، جابه جایی یا مهاجرت محیط های رسوبی را در طول زمان نشان می دهد. دو سکانس چینه ای آنلپ و آفلپ نماینده قانون والتر می باشند.



پالئوکلیماتولوژی (Palaeoclimatology): *شناخت آب و هوایی گذشته* که با استفاده از داده های مختلفی مانند داده های فیزیکی، شیمیایی و ... انجام می پذیرد.

داده های فیزیکی:

اگر محیط تشکیل سنگ ها در کنترل نوع آب و هوای خاصی باشد از این سنگ ها در تشخیص آب و هوایی گذشته می توان استفاده نمود. به طور کلی ۳ لیتولوژی شاخص برای آب و هوا وجود دارد:

- لیتولوژی شاخص آب و هوای گرم و خشک:

سنگ هایی که معرف آب و هوای گرم و خشک می باشند شامل سنگ های تبخیری مانند گچ و نمک، نهشته های قرمز رنگ و تشکیل کربنات کلسیم هستند.

- رسوبات یا لیتولوژی شاخص آب و هوای گرم و مرطوب:

که از این دسته می توان به لاتریت ها، بوکسیت ها و زغال سنگ ها اشاره کرد، به عنوان مثال می توان به لاتریت های دوره پرمین در البرز مرکزی اشاره کرد که نشان دهنده خروج از آب طبقات و میزان بارندگی ۱۵۰۰-۱۲۰۰ میلی متر در سال و به طور کلی آب و هوای گرم و مرطوب می باشند.

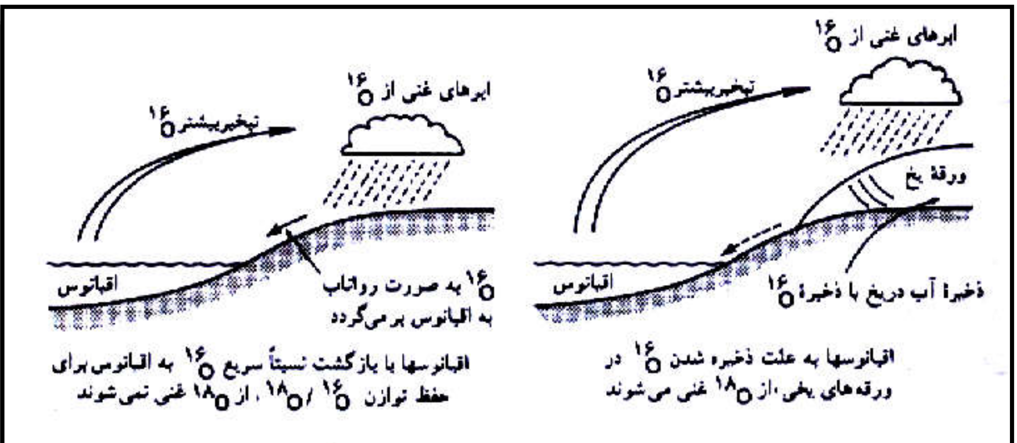
- لیتولوژی های شاخص آب و هوای سرد یا یخبندان:

که از این دسته می توان به رسوبات یخچالی یعنی تیل ها که بعد از سنگ شدن به نام تیلیت خوانده می شوند و همچنین به Dropstone ها اشاره کرد. (Dropstone ها قطعات سنگی بین رسوباتی که در دریاچه های یخچالی تشکیل می شوند و دارای لایه بندی ظریفی هستند، می باشند که این قطعات باعث می شوند لایه بندی ظریف رسوبات از حالت طبیعی خارج شوند) شکل زیر).

داده های شیمیایی:

عمدتاً به مطالعه و اندازه گیری ایزوتوپ های **پایدار** بر می گردد که یکی از این ایزوتوپ ها، ایزوتوپ های اکسیژن می باشد (O_{18}, O_{17}, O_{16}).

در زمان تبخیر O_{16} به دلیل سبک تر بودن زودتر از محیط آبی خارج می شود. در هوای گرم این ایزوتوپ اکسیژن بر اثر بارندگی به محیط برمی گردد بنابراین در زمان هایی که هوا گرم است اختلاف چندانی در میزان O_{16} و O_{18} وجود ندارد اما در زمان های سرد، اگر بارش به صورت برف باشد O_{16} در سطح زمین در پوشش های یخی باقی می ماند و در محیط آبی نسبت O_{18} به O_{16} زیاد می شود که این تغییرات در پوسته فسیل هایی که با آب در تعادل ژئو شیمیای هستند حفظ می گردد. یکی از بهترین گروه های فسیلی نشان دهنده این تغییرات بلمنیت ها هستند.



نمودار نشان دهندهٔ فرایند تفریق طبیعی در هنگام تبخیر آب دریا که نشان می‌دهد چگونه رشد ورقه‌های یخی توازن ایزوتوپهای اکسیژن آب دریا را به هم می‌زند.

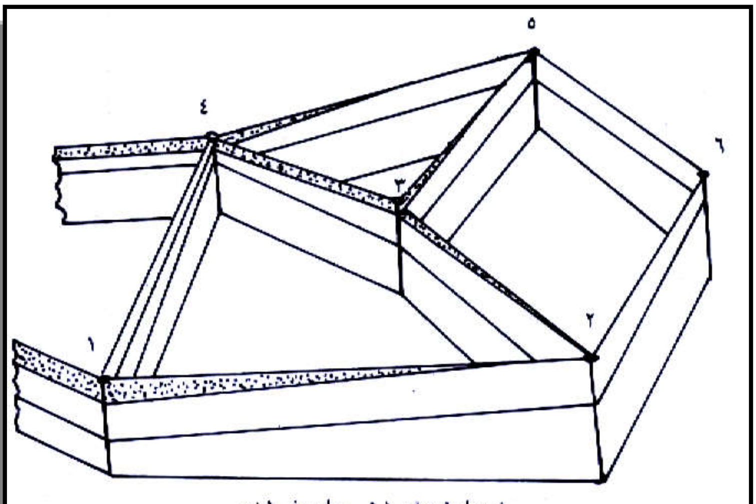
داده های بیولوژیک:

با استفاده از فسیل ها می توان آب و هوای گذشته زمین را شناسایی کرد مثلاً مرجان های امروزی نشان دهنده یک محیط گرم، کم عمق، درجه حرارت ۲۵-۲۰ و آبهای شفاف هستند که بر طبق اصول یکنواختی می توان این شرایط را به گذشته تعمیم داد. همچنین جلبک ها نشان دهنده محیط پر انرژی، کم عمق و منطقه نفوذ نور هستند.

برخی از گونه های گیاهان و جانوران در دامنه ای از تغییرات آب و هوایی می توانند زندگی کنند که به آنها اصطلاحاً Eurytopic گفته می شود که در مقابل موجوداتی قرار می گیرند که با تغییر آب و هوا از بین می روند و اصطلاحاً Stenotopic گفته می شوند.
اصطلاحاً آب و هوای گذشته با استفاده از گونه های جانوری یا گیاهی Eurytopic، دقیق نمی باشد. از برگ و گرده های برخی گیاهان نیز می توان در تعیین آب و هوای گذشته استفاده نمود. یکی دیگر از داده ای بیولوژیک، تغییر در پیچش پوسته ها می باشد به عنوان مثال در گلوبوروتالیا جهت پیچش در درجه حرارت های مختلف متفاوت می باشد.

راه های نمایش دادن اطلاعات چینه شناسی:

۱- ستون های چینه شناسی
۲- مقاطع عرضی
۳- **استفاده از نمودار نرده ای** (Fence Diagram) که تعدادی از مقاطع عرضی چینه شناسی در یک نقطه ایزومتریک است که به صورت سه بعدی نشان داده می شود.



نمودار نردهای شش چاه حفر شده

تقسیمات تاریخ زمین:

زمین شناسان به منظور ساده تر نمودن مطالعات تاریخ زمین با توجه به چگونگی وضع حیات بر روی سطح زمین، پیدایش، تکامل و انقراض موجودات در طول تاریخ زمین، حوادث و وقایع رخ داده در طول تاریخ زمین و استفاده از روش های پرتو سنجی جهت تعیین سن حقیقی سنگ ها، یکسری تقسیمات برای تاریخ زمین در نظر گرفته اند.

تاریخ زمین بر اساس وجود یا عدم وجود حیات به دو ائون تقسیم شده است:

۱- ائون کریپتوزوئیک یا پرکامبرین یا زندگی نهان که از زمان شکل گیری سیاره زمین تا شروع ائون فانروزوئیک (۵۴۵ میلیون سال قبل) بطول انجامیده و از لحاظ آثار حیات بسیار فقیر است.

۲- ائون فانروزوئیک یا زندگی آشکار که از ۵۴۵ میلیون سال شروع شده و هنوز هم ادامه دارد. این ائون به سه دوران پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک تقسیم شده است.

- مرز پرکامبرین یا پالئوزوئیک را با ناپیوستگی آسین تیک (Assyntic) منطبق دانسته و مرز پالئوزوئیک با مزوزوئیک را به آخرین فاز از سیکل کوهزایی هرسی نین (فاز پالاتین Palatian) نسبت می دهند. مرز بالای مزوزوئیک از لحاظ کوهزایی با فاز کوهزایی لارامید از سیکل کوهزایی آلبی منطبق می باشد.

سیکل های کوهزایی پالئوزوئیک:

۱- کوهزایی آسین تین ۲- سیکل کوهزایی کالدونین که خود شامل فازهای ساردنین (Sardinian)، تاکونین (Taconian)، آردنین (Ardenian) و ارین (Erian) می باشد.
۳-سیکل کوهزایی هرسی نین که خود شامل فازهای آکادین (Acadian)، فاز برتونین (Bertonian)، آستورین (Asturian)، زاآلین (Saalian) و پالاتی نین (Palatinian) می باشد.

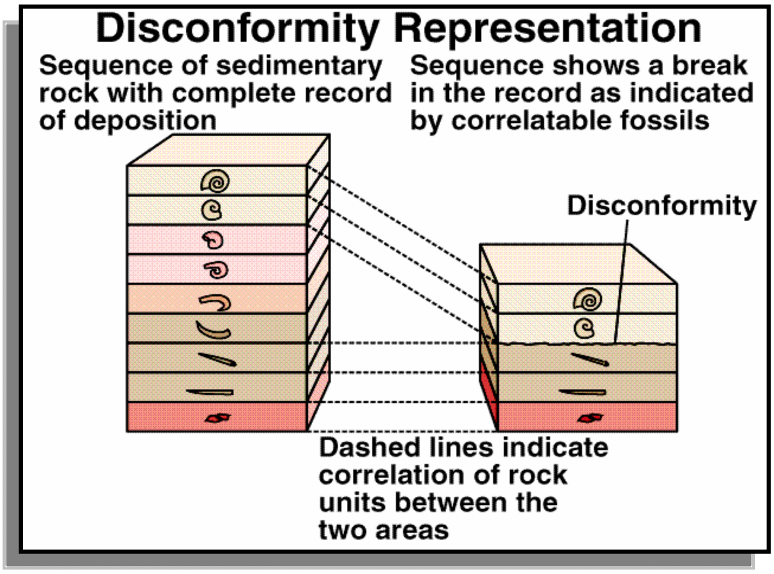
فازهای کوهزایی مزوزوئیک:

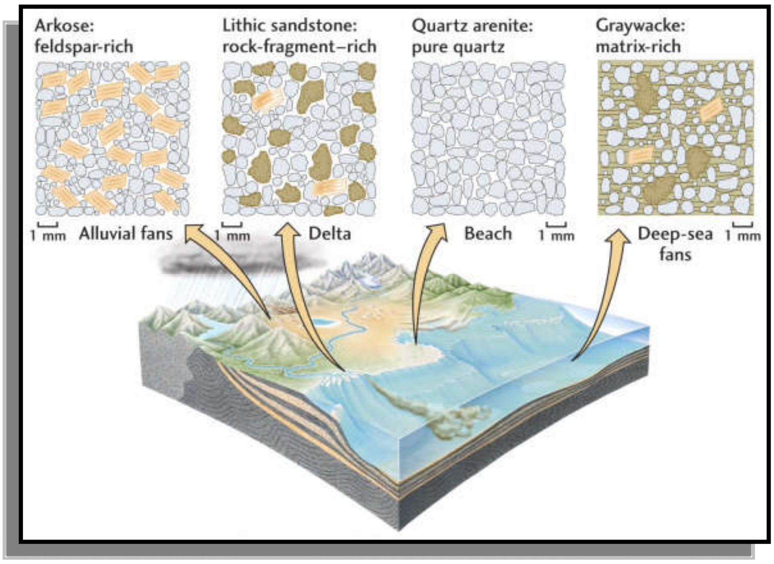
۱-فاز سیمرین پیشین یا کیمرین پیشن
۲- فاز سیمرین پسین یا کیمرین پسین
۳- فاز اوسترین یا فاز اتریشین
۴- فاز لارمید یا فاز لارامین

فازهای کوهزایی سنوزوئیک:

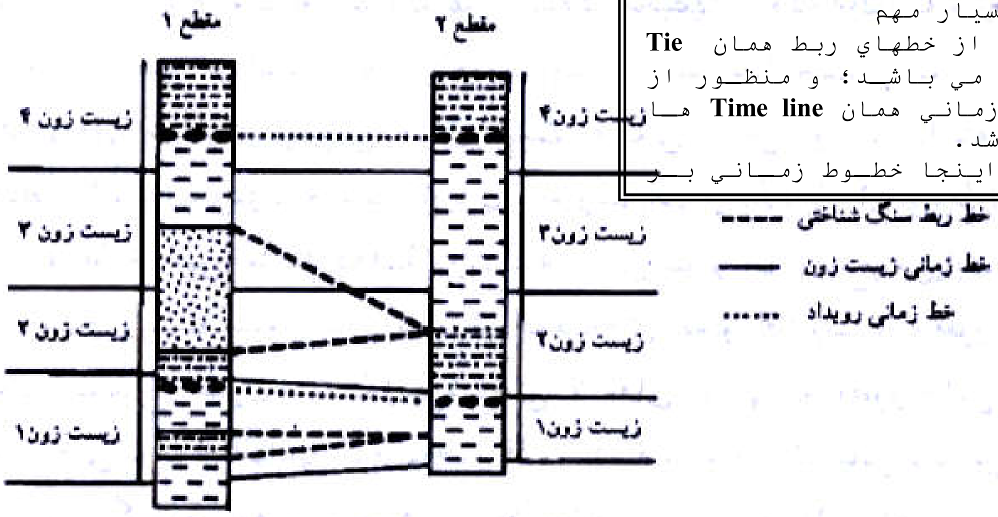
این دوران مصادف با بخش های میانی و بالایی سیکل کوهزایی آلپی می باشد، اولین فاز کوهزایی آلپ میانی، فاز پیرنه ئین (Pyreneean) و آخرین آن فاز ساوین (Savian) است. اولین فاز آلپ بالایی فاز استیرین (Styrian) و بعد از آن فازهای آتی کان (Attican)، رودانین (Rudanian)، والاچین (Walachian) و فاز پاسادانین (Pasadenian) است.

ضمائم


Disconformity Representation
Sequence of sedimentary rock with complete record of deposition
Sequence shows a break in the record as indicated by correlatable fossils
Disconformity
Dashed lines indicate correlation of rock units between the two areas

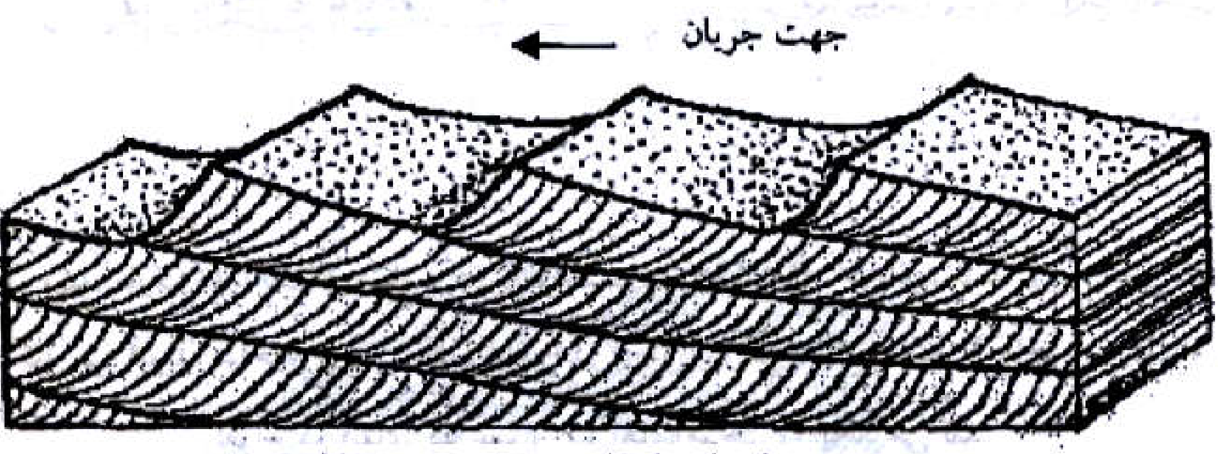

Arkose: feldspar-rich
Lithic sandstone: rock-fragment–rich
Quartz arenite: pure quartz
Graywacke: matrix-rich
1 mm
Alluvial fans
1 mm
Delta
Beach
1 mm
Deep-sea fans
1 mm

شکل بسیار مهم
منظور از خطهاي ربط همان Tie lineها مي باشد؛ و منظور از خطوط زماني همان Time line هـا مي باشد.
* در اينجا خطوط زماني بـو



تطابق فیزیکی و ارتباط خطهای ربط و خطهای زمانی توالیهای رسوبی در مقاطع ۱ و ۲

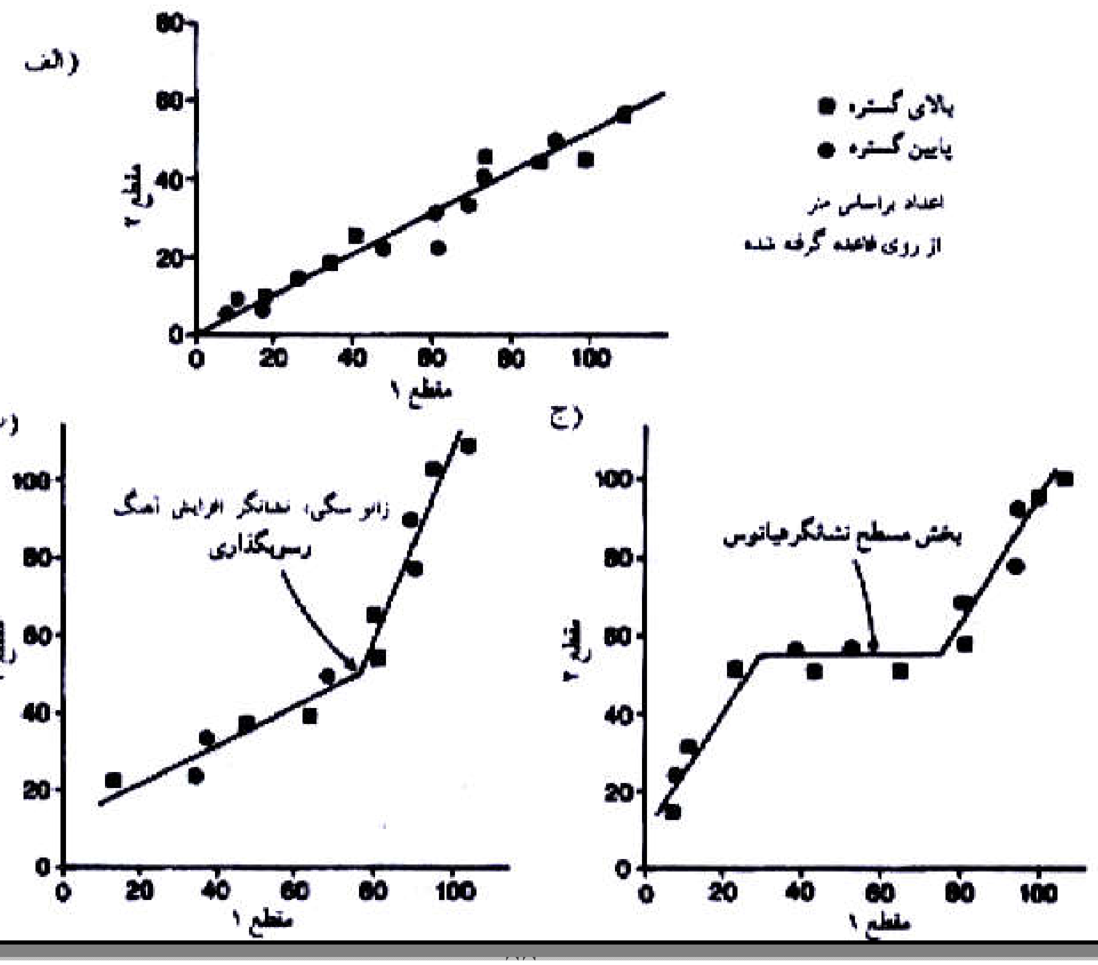
می‌توانند براساس تشابه سنگ‌شناختی تطابق داده شوند. واحدهای سنگ‌شناختی با خطهای ربط به‌هم وصل می‌شوند. خطهای زمانی، نقطه‌های هم‌سن را به‌هم وصل می‌کند.خطهای زمانی ممکن است براساس شواهد زیایی (زیست‌زونها) بنا شده باشند، در این صورت مستقل از سنگ‌شناسی هستند و ممکن است خطهای ربط را قطع کنند. همچنین خطهای زمانی ممکن است بر پایهٔ افقهای رویداد سنگ‌شناختی، یا سطوح همزمانی باشند که در این مورد، خطهای ربط را قطع نمی‌کنند.

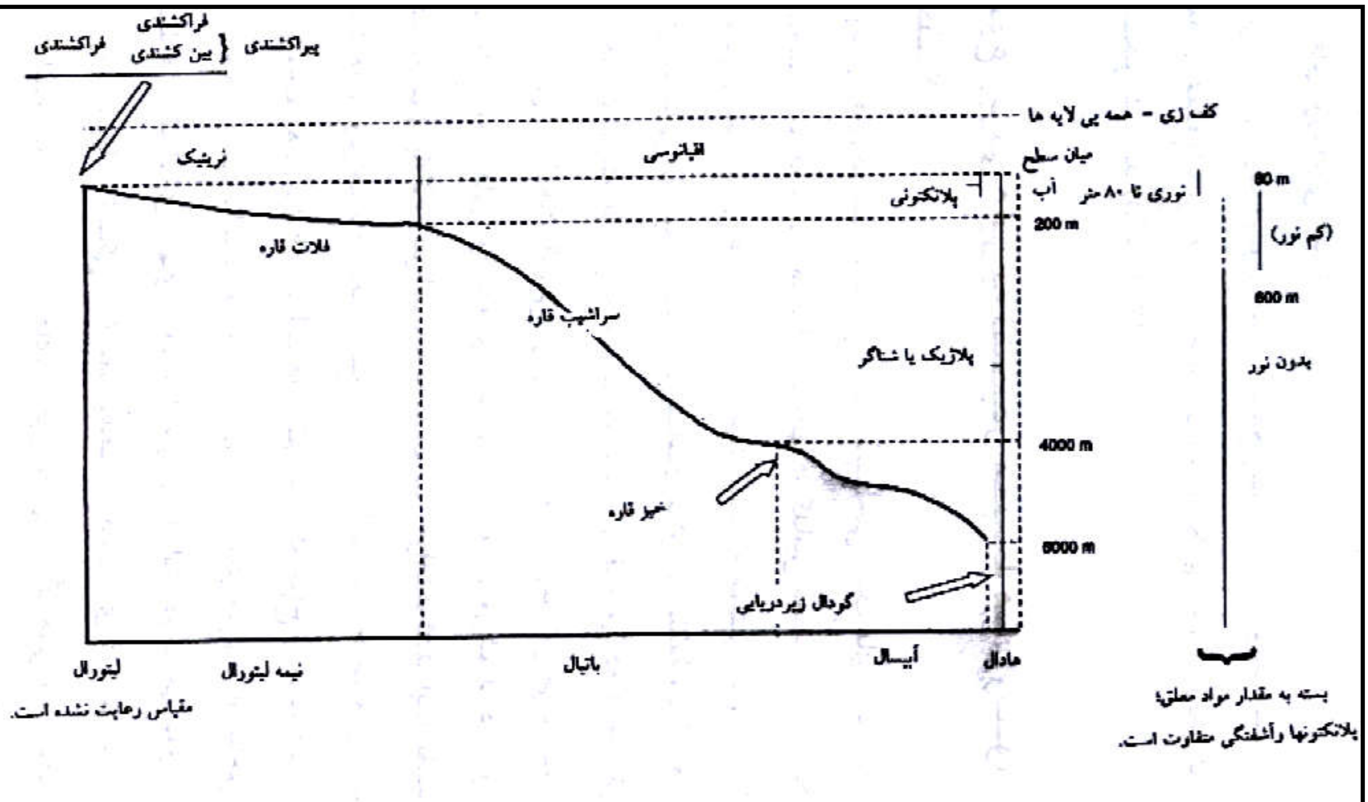


ریپل های نامتقارن و چینه بندی متقاطع

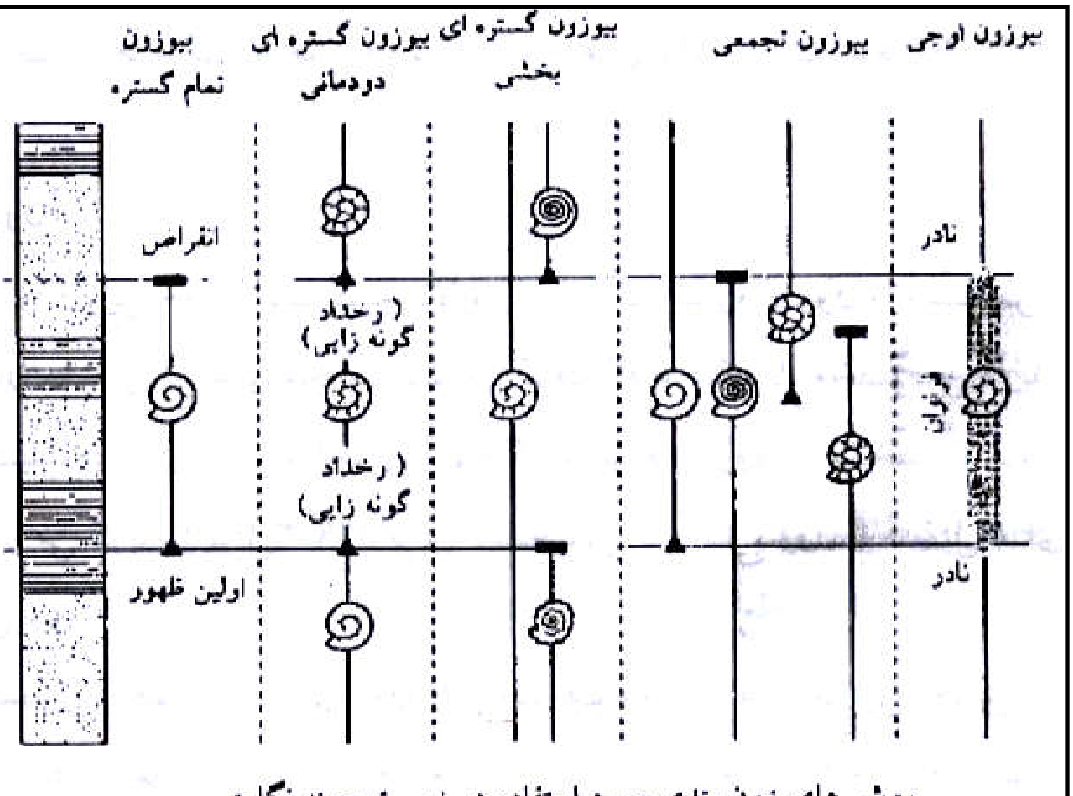
روش شاو برای تطابق ترسیمی

در سال ۱۹۶۴ یک چینه‌شناس آمریکایی به‌نام، ای. بی .شاو[1]، روش جدیدی برای تطابق نیمه کمّی توالیهای زیست‌چینه‌شناختی ارائه کرد. روش شاو، از یک مقطع چینه‌شناسی به عنوان استاندارد استفاده می‌کند. این استاندارد، به این دلیل انتخاب می‌شود که بیشترین ضخامت را دارد و کمترین تأثیر را از پیچیدگیهای ساختاری پذیرفته است. از این مقطع، گستره‌های گونه‌های فسیل تهیه می شود و اهمیت خاصی به نخستین پیدایش گونه فسیل داده می‌شود، اما به آخرین پیدایش نیز ارجاع می‌کند. با استفاده از اطلاعات مشابه جمع‌آوری شده از دیگر مقاطع چینه‌شناختی، می‌توان یک منحنی رسم کرد. نخستین و آخرین پیدایش (پایین و بالای گسترهٔ چینه‌شناختی) گروههای فسیل، نقاطی برروی منحنی ارائه می‌دهند و خط بهترین برازش رسم می‌شود. اگر خط بهترین برازش را بتوان رسم کرد، مقاطع را می‌توان با یکدیگر تطابق داد (نمودار الف). بنابراین، این فن، روش ترسیمی واضحی را ارائه می‌دهد که کمکی در تطابق توالی‌هاست. تغییرات شیب منحنی (زانو سگی)، نشانگر تغییرات آهنگ رسوبگذاری است (نمودار ب)، در صورتی‌که نبودها، توسط بخش مسطح مشخص می‌شود (نمودار ج). همچنین، این روش برای چینه‌شناسی رویدادها قابل استفاده است و هر دو مجموعهٔ داده‌ها را می‌توان برروی یک منحنی پیاده کرد تا تأیید مستقلی از تطابق ارائه دهد.

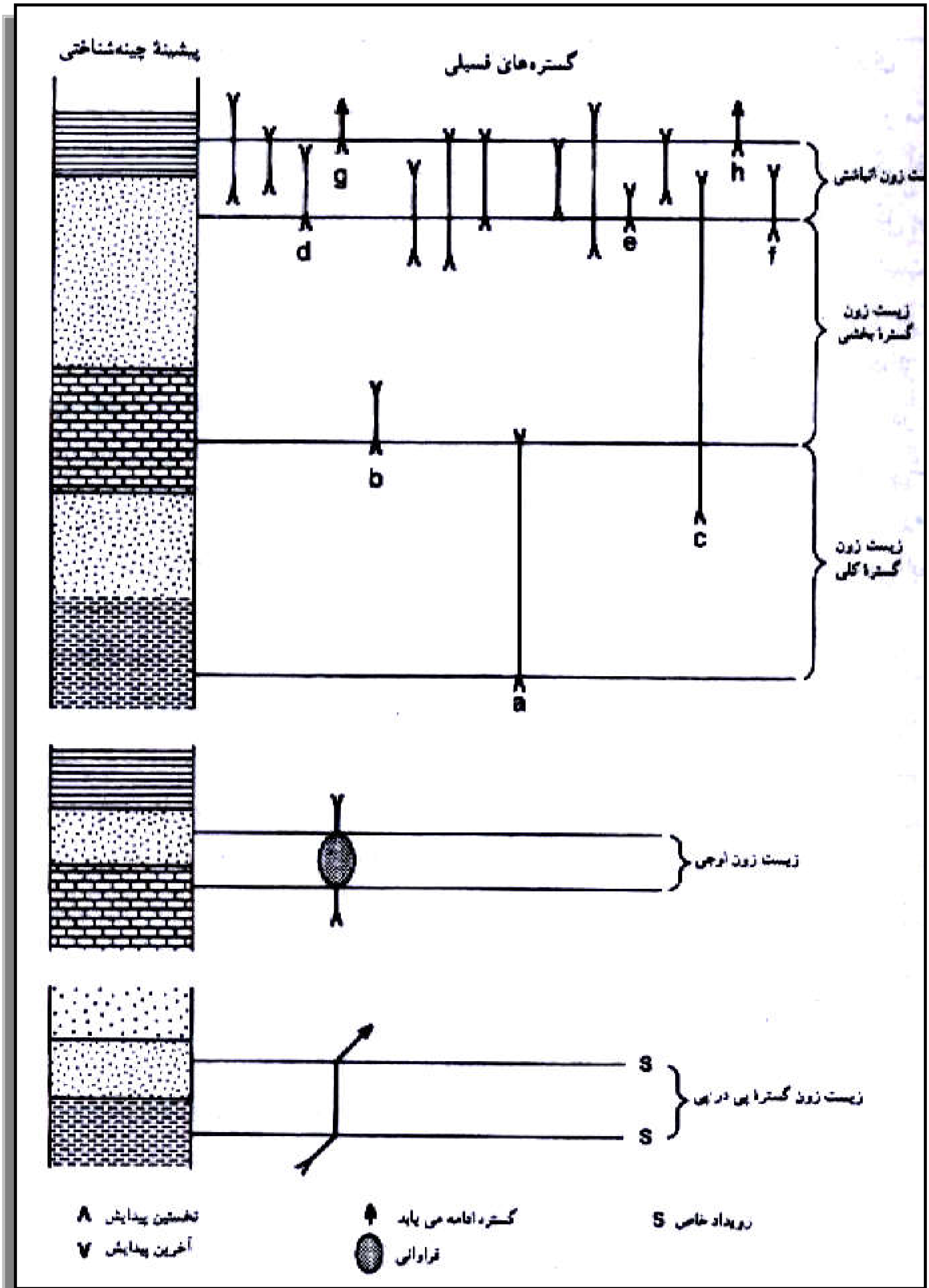




واژه های مورد استفاده در محیط دریائی (Lewis and Conchie, 1994).



روش های زون بندی مورد استفاده در زیست چینه نگاری


پیشینهٔ چینه‌شناختی
گستره‌های فسیلی
g
h
d
e
f
b
c
a
...ت زون انباشتی
زیست زون
گسترهٔ بخشی
زیست زون
گسترهٔ کلی
زیست زون اوجی
S
S
زیست زون گسترهٔ پی در پی
نخستین پیدایش
آخرین پیدایش
گستره ادامه می یابد
فراوانی
رویداد خاص

محیط های رسوبی قاره ای

	مخروط افکنه	رودخانه ای	دریاچه ای	صحرا (تلماسه)	ماندابی
نوع سنگ	برش - کنگلومرا آرکوز	کنگلومرا، ماسه سنگ لای سنگ، شیل	لای سنگ، شیل سنگ آهک تا تبخیری ها (گچ و...)	کوارتز آرنایت (ماسه‌سنگ) یا ژیپس	کنورب، زغال سنگ، شیل سیاه، لای سنگ
ترکیب مواد سازنده	خشکی زاد	خشکی زاد	خشکی زاد، کربنات یا تبخیری	خشکی زاد تا تبخیری	خشکی زاد
رنگ	قهوه ای تا قرمز	قهوه ای تا قرمز	سیاه قهوه ای، خاکستری، سبز	زرد، قرمز، قهوه ای طلایی، سفید	سیاه، خاکستری، یا قهوه ای
اندازه دانه ها	رس تا گراول	رس تا گراول (به سوی بالا دانه ریزتر می شود)	رس تا لای یا ماسه (به سوی بالا دانه درشت تر می شود)	ماسه	رس تا لای
شکل دانه ها	گوشه دار	گرد تا گوشه دار	——	گرد شده	——
جورشدگی	ضعیف	متغیر	متغیر	خوب	متغیر
ساختمان های رسوبی غیر زیستی	چینه بندی مورب و چینه بندی دانه ترتیبی	ریپل های نامتقارن، چینه‌بندی مورب، چینه‌بندی دانه ترتیبی، نشانه های ابزاری	ریپل ها متقارن، لامیناسیون، چینه بندی مورب، چینه بندی دانه ترتیبی، ترک‌های گلی، نقش قطره های باران	چینه بندی مورب	لامینه ای تا توده‌ای
ساختمان های رسوبی زیستی	——	ردّ پاها، اثرهای کششی، نقب ها	ردپاها، اثرهای کششی، نقب، به ندرت استروماتولیت	ردّپا، اثرهای کششی	آثار ریشه ای، نقب ها
فسیل ها	——	به ندرت صدف آب شیرین، استخوان مهره‌ها و قطعه های گیاهان	صدف های آب شیرین، ماهی، استخوان، قطعه های گیاهان	——	فسیل های گیاهی، بسیار به ندرت صدفهای آب شیرین استخوان، ماهی

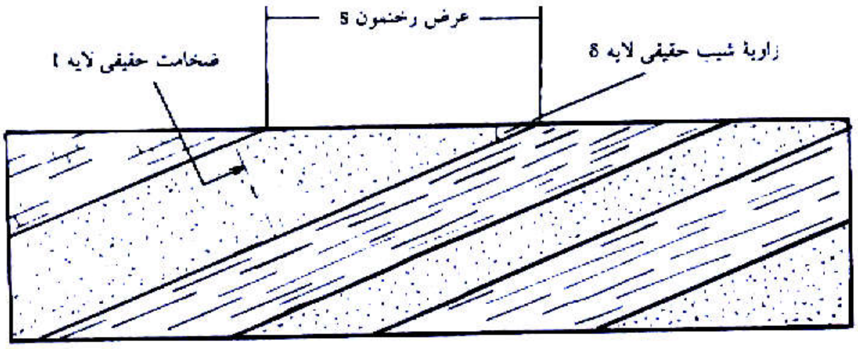
محیط های رسوبی حد واسط

	دلتا	سد ساحلی	کولاب	پهنه کشندی
نوع سنگ	ماسه سنگ،لای سنگ، شیل و زغالسنگ	کوارتز آرنایت کوکینا	لای سنگ،شیل، سنگ آهک، سنگ آهک اُلیتی یا گچ	لای سنگ، شیل، کانی لوتایت، دولستون یاگچ
ترکیب	خشکی زاد	خشکی زاد یا کربنات	خشکی زاد، کربنات یا تبخیری	خشکی زاد، کربنات یا تبخیری
رنگ	قهوه ای، سیاه، خاکستری، سبز، قرمز	سفید تا قهوه ای طلایی	سبز تیره تا سیاه	سبز، قهوه ای، قهوه ای طلایی
اندازه دانه ها	رس تا ماسه (به سوی بالا دانه درشت تر می‌شوند)	ماسه	رس تا لای	رس تا لای
شکل دانه ها	——	گرد شده تا گوشه دار	——	——
جورشدگی	ضعیف	خوب	ضعیف	متغیر
ساختمان های رسوبی غیرزیستی	چینه بندی مورب، چینه‌بندی دانه ترتیبی	چینه بندی مورب، ریپل های متقارن	لامیناسیون،ریپل ها، چینه‌بندی مورب	لامیناسیون، ترک گلی، ریپل، چینه‌بندی مورب
ساختمان های رسوبی زیستی	اثرهای کششی، نقب	ردّپا، اثرهای کششی، نقب	اثرهای کششی، نقب	استروماتولیت ها، اثرهای کششی، ردّپا، نقب ها
فسیل ها	خرده های گیاهان، صدف‌ها	صدف های دریایی	صدف های دریایی	صدف‌های دریایی

محیط های رسوبی دریایی

	ریف	سکوی قاره ای	سراشیب قاره و خیز قاره	دشت مغاکی
نوع سنگ	سنگ آهک فسیل دار	ماسه سنگ، شیل، لای‌سنگ، سنگ آهک فسیل‌دار، سنگ آهک اُلیدی	لیتارنایت، لای سنگ و شیل (یا سنگ آهک)	شیل،چرت (لایه ای)، میکرایت، چاک، دیاتومیت
ترکیب	کربنات	خشکی زاد یا کربنات	خشکی زاد یا کربنات	خشکی زاد یا کربنات
رنگ	خاکستری تا سفید	خاکستری تا قهوه ای	خاکستری،سبز، قهوه ای	خاکستری
اندازه دانه ها	متغیر، شبکه ها، کم دانه تا بی دانه	رس تا ماسه	رس تا ماسه	رس
شکل دانه ها	——	——	——	——
جورشدگی	——	ضعیف تا خوب	ضعیف	خوب
ساختمان های رسوبی غیرزیستی	——	لامیناسیون، چینه بندی مورب	چینه بندی دانه ترتیبی، چینه بندی مورب،لامیناسیون، نشانه‌های قالشی، نشانه‌های ابزاری (توربیدایت ها)	لامیناسیون
ساختمان‌های رسوبی زیستی	——	اثرهای کششی، نقب	اثرهای کششی، نقب	اثرهای کششی، نقب
فسیل ها	مرجان ها، صدف‌های دریایی	صدف های دریایی	صدف‌های دریایی، به ندرت قطعه های گیاهی	صدف‌های دریایی (بیشتر میکروسکوپی)

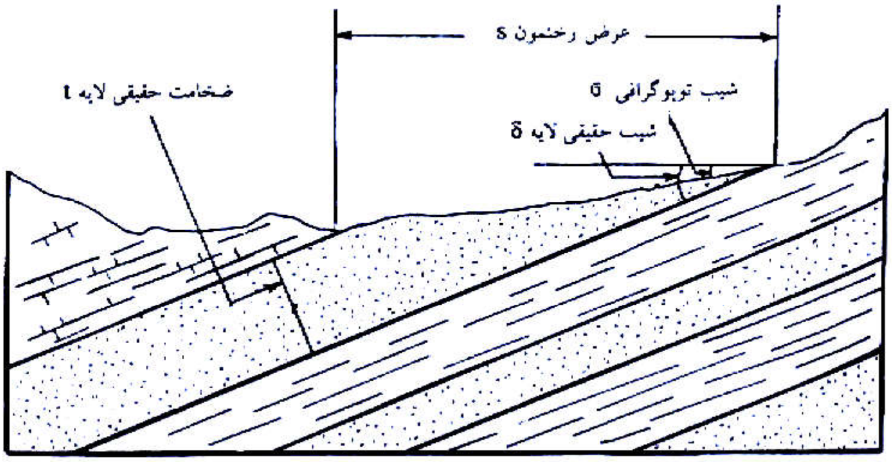
نحوه محاسبه ضخامت لایه ها در حالتهای مختلف



$$\sin \delta = \frac{t}{s}$$

$$t = s.\ \sin \delta$$

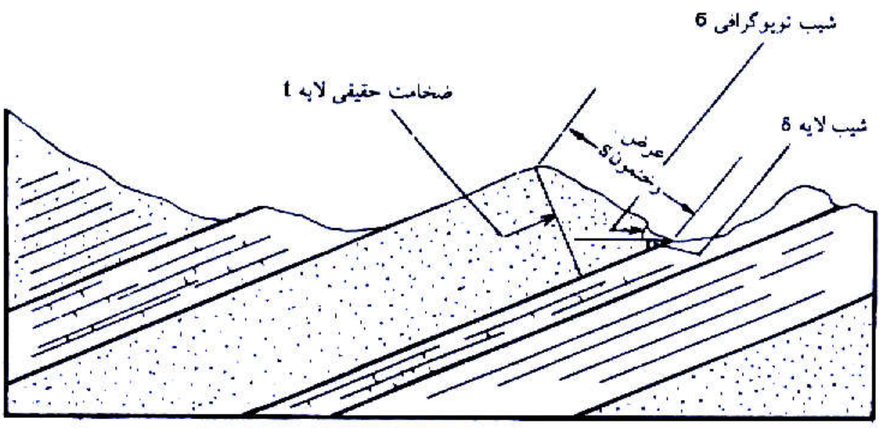
محاسبهٔ ضخامت لایه در حالتی که سطح زمین افقی است و لایه‌ها شیب دارند (اندازه‌گیری عرض رخنمون در جهت عمود بر امتداد لایه‌ها صورت گرفته است).



$$\sin (\delta - \sigma) = \frac{t}{s}$$

$$t = s.\ \sin (\delta - \sigma)$$

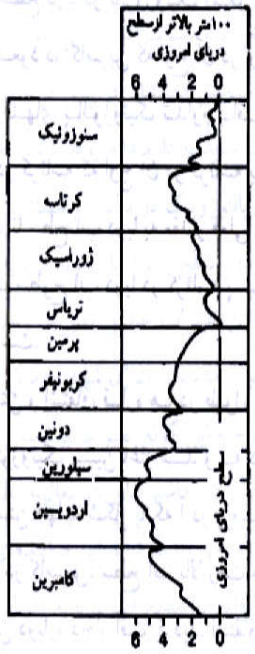
محاسبهٔ ضخامت لایه در حالتی که لایه‌ها شیب دارند و شیب توپوگرافی و شیب لایه هم جهت‌اند (اندازه‌گیری عرض رخنمون در جهت عمود برامتداد لایه‌ها صورت گرفته است).



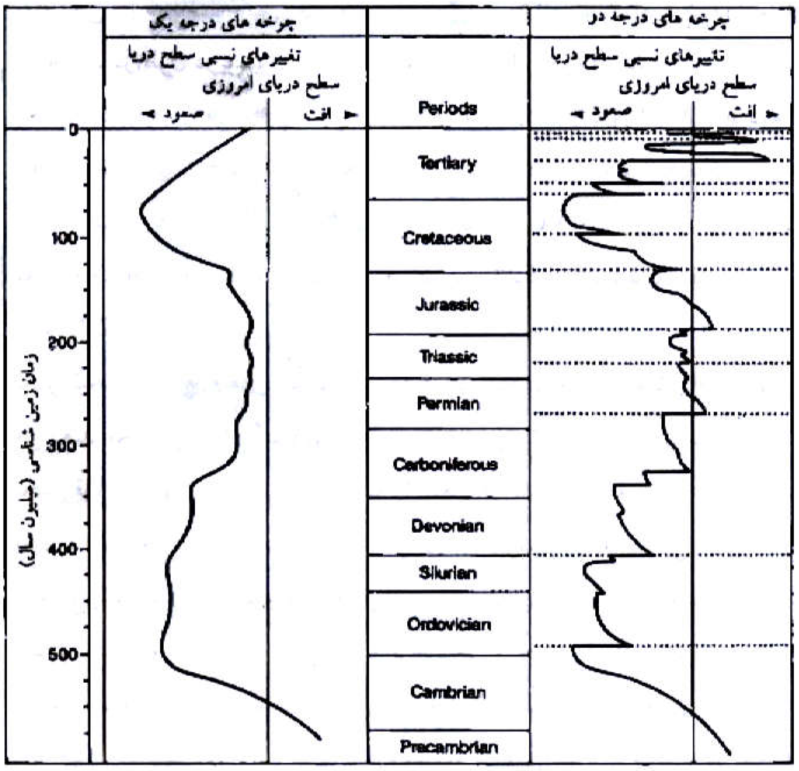
$$\sin (\delta + \sigma) = \frac{t}{s}$$

$$t = s.\ \sin (\delta + \sigma)$$

محاسبهٔ ضخامت لایه در حالتی که لایه‌ها شیب دارند و شیب توپوگرافی و شیب لایه هم جهت نیستند (اندازه‌گیری عرض رخنمون در جهت عمود بر امتداد لایه‌ها صورت گرفته است).



منحنی یوستاتیک سطح دریا که توسط هالام و با تخمین زدن مسافت قاره ها تهیه شده است (Doyle et al., 1997).



منحنی سطح آب ویل که توسط تحلیل سکانس های رسوبی از روی مقاطع لرزه ای ترسیم گردیده است (Doyle et al., 1997).

منابع

۱- چینه نگاری - دکتر خسروتهرانی

۲- چینه نگاری - دکتر وزیری، دکتر کیمیاگری، دکتر طاهری

۳- شناخت تاریخ زمین (مقدمه ای بر چینه شناسی) ترجمه مهندس اسمعیل بیگ

۴- چینه شناسی - علی بابا چهرازی - انتشارات پیام نور

۵- چینه شناسی - دکتر پازوکی و دکتر مغفوری مقدم

۶- جزوه چینه شناسی دکتر شمیرانی

۷- جزوه چینه شناسی دکتر هاشمی - تربیت معلم

۸- رسوب شناسی کاربردی - داگلاس دبلیو، لوویس، دیوید مک کونچی - ترجمه دکتر سیدرضا موسوی حرمی، دکتر اسدالله محبوبی - انتشارات مرکز نشر دانشگاهی

موفق باشید